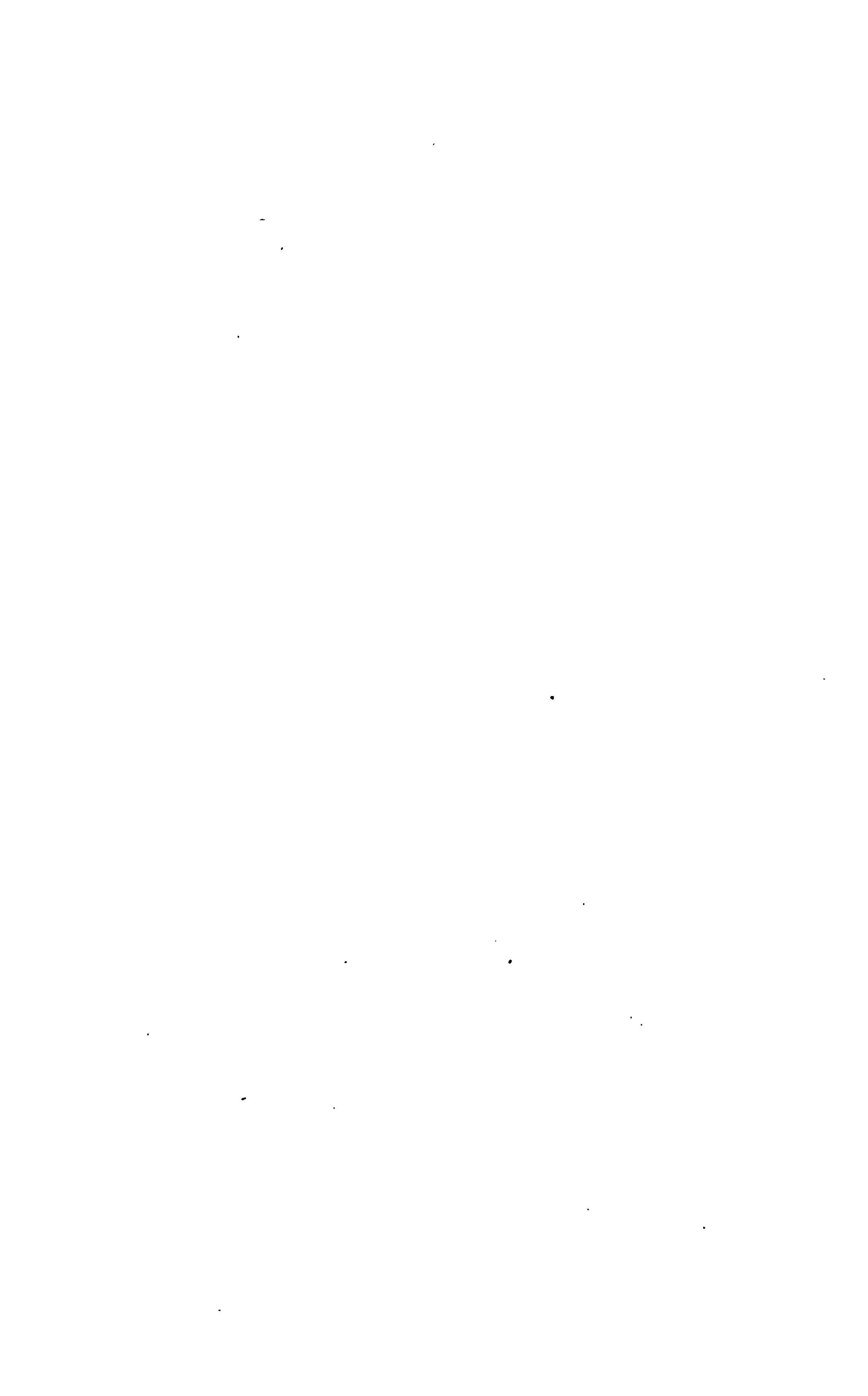
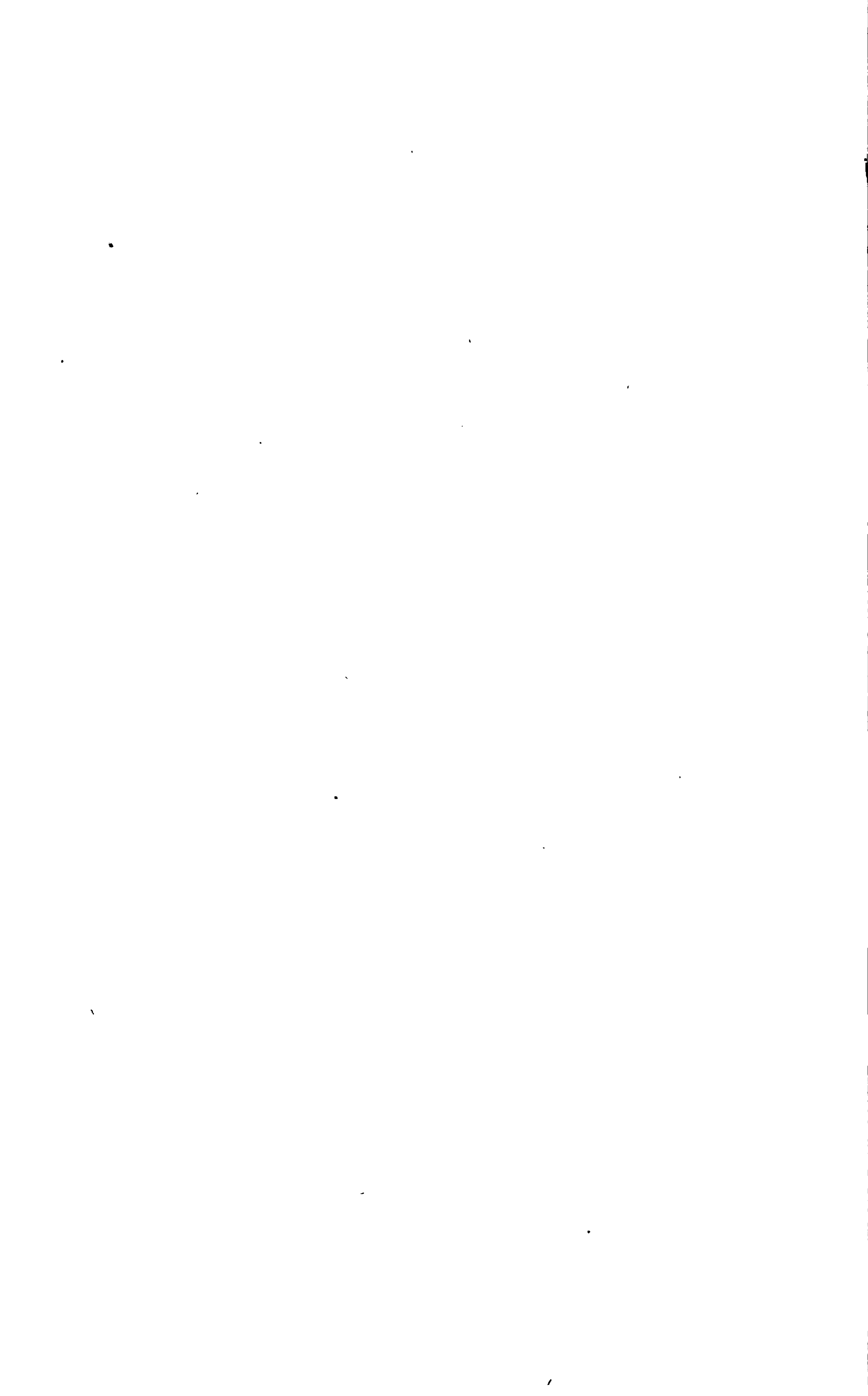

VE
RI
TAS







Phototypie *BELLOTTI, Saint-Etienne.*

PIC PHONOLITIQUE DU GERBIER-DES-JONCS

DESCRIPTION
GÉOLOGIQUE DU VELAY

PAR

MARCELLIN BOULE

Parmi les régions volcaniques du Plateau central, la région du Velay est celle dont l'étude laissait, il y a quelques années, le plus à désirer. Tandis que les travaux de MM. Rames et Fouqué dans le Cantal, de MM. Michel Lévy et Munier-Chalmas, dans le Puy-de-Dôme, nous avaient fait connaître, dans leur détail, la constitution des massifs volcaniques de ces départements, le Velay était resté fort délaissé depuis la réunion de la Société géologique de France au Puy, en 1869.

Ayant passé une partie de ma jeunesse au milieu des volcans de l'Auvergne, que je parcourais sous l'affectueuse direction de M. Rames, j'ai été attiré de bonne heure vers l'exploration des anciens volcans du Velay. Plus tard, à Paris, je fus attaché au Laboratoire de Paléontologie du Muséum, et mon excellent maître, M. Albert Gaudry, m'engagea, de son côté, à aller étudier sur place les collections de Mammifères fossiles des environs du Puy ainsi que leurs gisements.

Ma première campagne date de 1887. L'année suivante, je fus admis à collaborer au tracé des contours géologiques de la Feuille du Puy, dont l'étude était commencée par M. Termier. Depuis cette époque, mes recherches ont été poursuivies sans interruption.

Au cours de ces recherches, j'ai contracté de nombreuses dettes de reconnaissance que je suis heureux d'affirmer ici.

M. Albert Gaudry m'a appris à déterminer les Mammifères fossiles. L'éminent professeur du Muséum a bien voulu se rendre au Puy et visiter avec moi les gisements les plus intéressants. Je n'oublierai jamais la sollicitude qu'il m'a témoignée dans toutes les circonstances.

M. Fouqué m'a également honoré d'une faveur dont je sens tout le prix, en venant passer une semaine dans le Velay. J'ai retiré le plus grand profit des excursions faites en compagnie de ce maître en vulcanisme et en pétrographie.

Au Collège de France, où j'ai étudié la plupart de mes matériaux pétrographiques, j'ai retrouvé les mêmes conseils et la même bonté.

M. Munier-Chalmas a mis à mon service, avec la libéralité que tous ses élèves lui connaissent, sa connaissance approfondie de la géologie du Plateau central et toutes les ressources de son laboratoire de la Sorbonne.

M. Michel Lévy m'a initié aux procédés les plus délicats de l'étude des roches, procédés dont il est en partie l'auteur. Je suis redevable à notre excellent Directeur d'un grand nombre d'aperçus intéressants sur la composition des roches volcaniques, sur la nature de leurs feldspaths, ainsi que sur la géologie générale du Plateau central.

Indépendamment de mes travaux de géologie pure, j'ai consacré, à deux reprises, plusieurs mois à l'étude des nombreuses collections de vertébrés fossiles du Puy. M. Milne-Edwards m'a procuré les moyens de séjourner dans cette ville en obtenant pour moi des missions de l'Ecole des Hautes Etudes.

Je prie ces maîtres éminents de vouloir bien agréer l'expression de ma respectueuse reconnaissance.

Je dois également exprimer ma gratitude à M. de Saporta pour les déterminations de plantes fossiles que j'ai soumises à son examen ; à M. Fischer, assistant de M. Gaudry, au Muséum, pour la bienveillance qu'il m'a toujours témoignée ; à mon excellent confrère, M. Lacroix, dont j'ai souvent mis à contribution la science minéralogique.

Enfin, je tiens à inscrire ici le nom de mes premiers maîtres : M. J.-B. Rames, auprès de qui j'ai contracté le goût de l'histoire naturelle et M. L. Lartet, professeur à la Faculté des sciences de Toulouse, dont je n'ai pas oublié les bonnes leçons.



MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS

BULLETIN DES SERVICES

DE LA

[C]ARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

ET DES

TOPOGRAPHIES SOUTERRAINES

N° 28. — Tome IV 1892-1893. — MARS 1892.

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DU VELAY

PAR

MARCELLIN BOULE

Agrégé de l'Université, Docteur ès-sciences,
Collaborateur au Service de la Carte géologique de la France.

AVEC 80 FIGURES DANS LE TEXTE ET 11 PLANCHES

PARIS

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET Cie, ÉDITEURS

15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15

MÊME MAISON A LIÈGE, RUE DES DOMINICAINS, 7

1892

Le Bulletin de la Carte Géologique de la France paraît par fascicules contenant chacun un mémoire complet, dont la réunion forme chaque année un beau volume grand in-8° accompagné d'un grand nombre de planches, avec de nombreuses figures intercalées dans le texte.

Prix de l'abonnement ou de l'année parue. . . . . . . **20 fr.**

(Les deux premières années sont en vente)

Il a été tiré à part un certain nombre d'exemplaires de chacun des bulletins destinés à être vendus séparément aux prix suivants :

N° 1. Étude sur le massif cristallin du Mont-Pilat, sur la bordure orientale du Plateau Central, entre Vienne et Saint-Vallier, et sur la prolongation des plis synclinaux houillers de Saint-Étienne et Vienne, par TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'Ecole de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 28 figures dans le texte et 2 planches. . . . . 3 fr. 75

N° 2. Note sur les terrains d'alluvions des environs de Lyon, par DELAFOND, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 25

N° 3. Note sur l'existence des phénomènes de recouvrement dans les Pyrénées de l'Aude, par L. CAREZ, docteur ès sciences naturelles. 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 00

N° 4. Note sur les roches primitives de la feuille de Brives, par L. DE LAUNAY, ingénieur des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . 0 fr. 75

N° 5. Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille, par CH. DEPÉRET, professeur à la faculté des sciences de Lyon. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 6. Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville, et de la région comprise entre Le Buet et Sallanches (Haute-Savoie), par GUSTAVE MAILLARD, conservateur du musée d'Annecy. 1 brochure grand in-8°, avec planches . . 5 fr. 25

N° 7. Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom (Finistère), par CHARLES BARROIS, professeur-adjoint à la Faculté des Sciences de Lille. 1 volume grand in-8°, avec 23 figures dans le texte et 1 planche. . . . . 4 fr. 00

N° 8. Relations entre les sables de l'Eocène inférieur dans le Nord de la France et dans le bassin de Paris par J. GOSSELET, professeur à la faculté des sciences de Lille, membre correspondant de l'Institut. 1 brochure grand in-8°, avec 7 figures dans le texte. . . . . 0 fr. 75

N° 9. Etude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc par MICHEL LEVY, Ingénieur en chef des mines, directeur du service de la carte géologique de France, 1 brochure, grand in-8°, avec 4 planches en photogravure, une planche de coupe et des figures dans le texte . . . . 2 fr. 50

N° 10. Note sur la stratigraphie du Plateau central entre Tulle et Saint-Céré par Mouret ingénieur des Ponts-et-chaussées. 1 brochure grand in-8°, avec une planche de coupes et une carte géologique . . . . 2 fr. 75

N° 11. I. Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège (feuille de Foix). — II. Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne, par A. LACROIX, préparateur au collège de France. 1 brochure grand in-8°, avec 12 figures dans le texte . . . . 3 fr.

N° 12. I. Nouvelle subdivision dans les terrains Bressans. — II. Bassin de Blanzy et du Creusot, par DELAFOND, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

PREMIER APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Description géographique. — La région, dont l'étude fait l'objet de ce mémoire, embrasse une grande partie du département de la Haute-Loire et une faible portion des départements de la Lozère et de l'Ardèche. Elle correspond à l'ancien pays du *Velay*, légèrement agrandi aux dépens du *Gévaudan*, du *Vivarais* et de l'*Auvergne*. L'arrondissement de Brioude, qui appartenait à cette dernière province, échappe, en grande partie, au cadre de mes recherches, lequel se confond à peu près avec la feuille du Puy de la carte de France de l'état-major (n° 186).

Considéré au point de vue physique, ce territoire renferme une grande partie des montagnes de la Margeride, toute la chaîne du Velay et le versant occidental des monts du Vivarais.

Pour saisir les liens qui rattachent entre eux ces accidents orographiques, il faut sortir du Velay et remonter jusqu'au nœud hydrographique des Cévennes (fig. 1). Ce nœud hydrographique est formé par la vaste *plaine de Montbel*, située dans le département de la Lozère, à 1.200 mètres d'altitude. Des eaux pluviales qui tombent sur ce plateau, les unes s'écoulent vers le *Lot*, qui prend sa source dans les montagnes du Goulet au sud-est de Montbel ; d'autres donnent naissance au *Chassezac*, cours d'eau presque aussi important que l'*Ardèche*. dont il est un affluent ; les dernières alimentent de petits ruisseaux qui vont se jeter dans l'*Allier*. Si de la plaine de Montbel, on gagne le massif de la *Forêt de Mercoire*, l'on entre dans le bassin de la *Loire*. L'Allier prend sa source au pied du point 1501, le plus élevé du massif.

Ce nœud hydrographique est en même temps un nœud orographique et géologique. D'un côté se détachent, vers le nord-ouest, les montagnes primitives de *La Margeride* qui se continuent par les *monts du Cézallier*, tandis que les Cévennes se poursuivent vers le nord-est. La Margeride sépare l'Allier de la *Truyère*, qui est un affluent du Lot.

Si l'on suit la ligne de partage des eaux de la Loire et du Rhône, on arrive bientôt à la *Forêt de Beauzon*. De là part, dans une direction parallèle à celle de la Margeride, une autre chaîne de montagnes primitives et volcaniques, la *chaîne du Velay*, qui sépare la vallée de l'Allier de la vallée de la Loire. Après avoir traversé tout le département de la Haute-Loire, cette chaîne se bifurque

pour donner, d'un côté, à l'ouest, les collines du *Livradois*, de l'autre côté, à l'est, les *monts du Forez*. La *Dore*, affluent de l'Allier, coule dans la dépression intermédiaire.



Fig. 1. — Carte hypsométrique, au 1/1.100.000e environ, des anciens pays du Velay, du Vivarais et du Gévaudan. Les courbes de niveau ont une équidistance de 200 mètres. Les parties situées au-dessous de la courbe 800 sont recouvertes d'une teinte grise. Les sources des principaux cours d'eau sont représentées par un petit cercle.

Les Cévennes se continuent, vers le nord, par des crêtes dominant d'un côté les gorges profondes de l'Ardèche, s'abaissant lentement de l'autre côté vers la vallée de la Loire.

Le mont *Gerbier-des-Joncs* (1.551^{m}) est le point de départ de la chaîne et du plateau des Coirons, qui se terminent aux bords du Rhône, en face de Montélimart. En même temps se développent les *monts du Vivarais*, dont le sommet phonolitique du *Mézenc* est le point culminant.

Du Mézenc se détache, encore vers le nord-ouest, un nouveau massif moins connu, mais des plus curieux au point de vue géologique, le massif du *Mégal*, d'où descendent, en éventail, de nombreux petits affluents de la Loire. Le Mégal

est séparé des monts du Vivarais par le plus important de ces affluents, le *Lignon*, qui prend sa source au pied du Mézenc.

Au-delà des monts du Vivarais, les Cévennes se prolongent par la *chaîne des Boutières*, le *massif du Pilat*, etc.

Les directions de ces divers accidents orographiques sont sensiblement les mêmes que celles des plissements et des grandes fractures de cette partie du Plateau central. On peut facilement s'en rendre compte en jetant un coup d'œil sur la Carte géologique de la France au 1/1.000.000e dressée par le Service de la Carte géologique détaillée.

Les directions voisines du nord-est sont parallèles aux plis de la *chaîne hercynienne* de M. Bertrand, en même temps qu'aux plis alpins de date bien ultérieure[1].

Les directions nord-ouest paraissent ne correspondre qu'à des mouvements orogéniques tertiaires, mais les plissements hercyniens sont difficiles à reconnaître dans le Velay, à cause de l'abondance du granite.

Ces directions se retrouvent jusque dans la configuration des limites du département de la Haute-Loire qui, à l'opposé de beaucoup de limites administratives, suivent des lignes naturelles sur une grande partie de leur tracé.

Les massifs montagneux, dont je viens de parler, sont séparés entre eux par de profondes dépressions au fond desquelles coulent deux cours d'eau : l'Allier et la Loire.

L'Allier se dirige d'abord vers l'est. Après un trajet de 10 kilomètres environ, cette rivière rencontre la naissance du fossé qui sépare la Margeride des monts du Velay. Elle s'y précipite en faisant un brusque crochet et sa direction se rapproche peu à peu du nord-ouest. Jusqu'aux environs de Langeac, l'Allier coule dans des gorges creusées dans le terrain primitif, et dont le fond est souvent impraticable ; elles sont dominées, à des hauteurs plus ou moins considérables, par de belles plates-formes basaltiques. Aux environs d'Alleyras et de Monistrol, la profondeur de ces gorges atteint 400 et même 500 mètres. A Langeac, la vallée s'élargit ; la rivière coule dans le terrain houiller. Après avoir franchi de nouveaux défilés dans le canton de La Voûte-Chilhac, elle s'étale dans les belles plaines de Brioude, qui ne sont qu'un prolongement de la Limagne d'Auvergne.

A partir de sa source, près du Gerbier-des-Joncs, la Loire, se dirigeant d'abord vers le sud, puis vers le nord-ouest et le nord, coule dans des vallons qui s'approfondissent bientôt, se transforment en ravins creusés dans le terrain primitif et dominés çà et là par des plateaux ou des cônes volcaniques. A 10 kilomètres en amont du Puy, elle rencontre des argiles et des marnes lacustres tertiaires et la vallée s'élargit. Mais à 4 kilomètres en aval de la même ville, le fleuve se heurte contre une barrière puissante. Une grande masse granitique, allongée du nord-ouest au sud-est, d'une dizaine de kilomètres de largeur,

[1] Voy. Michel Lévy, *Bull. Soc. géol.*, 3e série, t. XVIII, p. 688 et suiv.

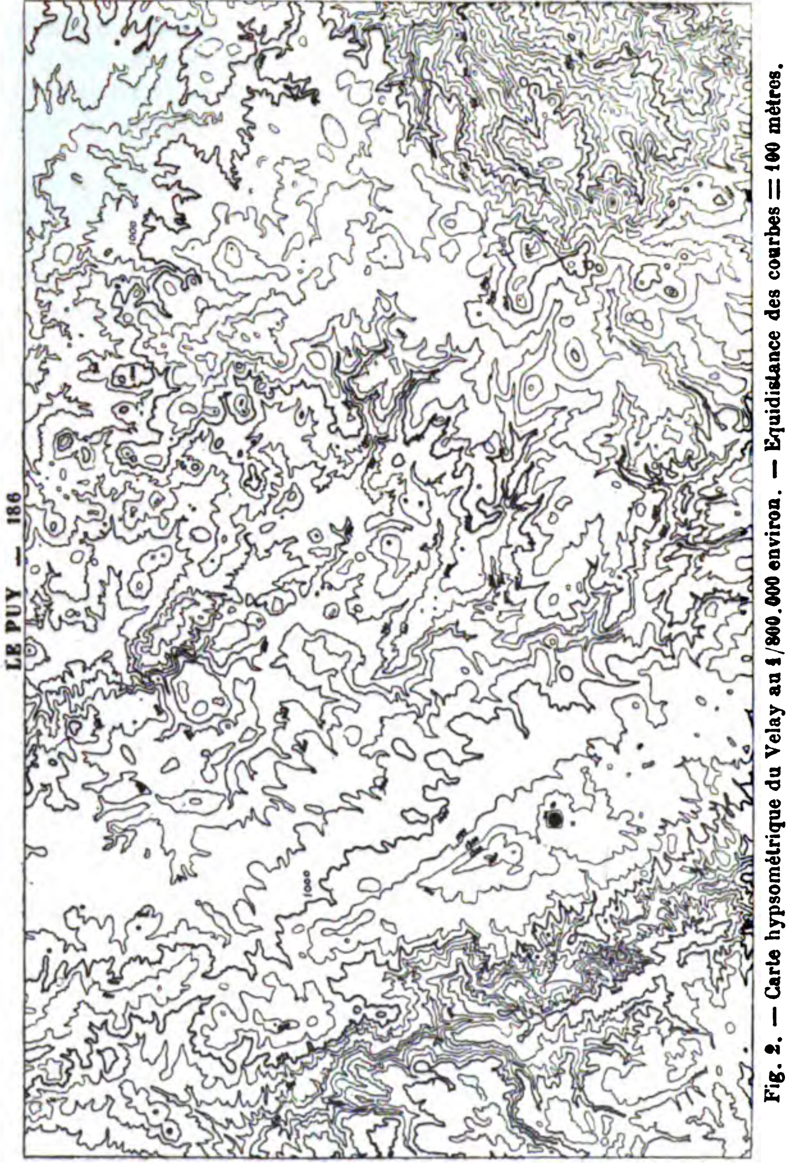


Fig. 2. — Carte hypsométrique du Velay au 1/800.000 environ. — Équidistance des courbes = 100 mètres.

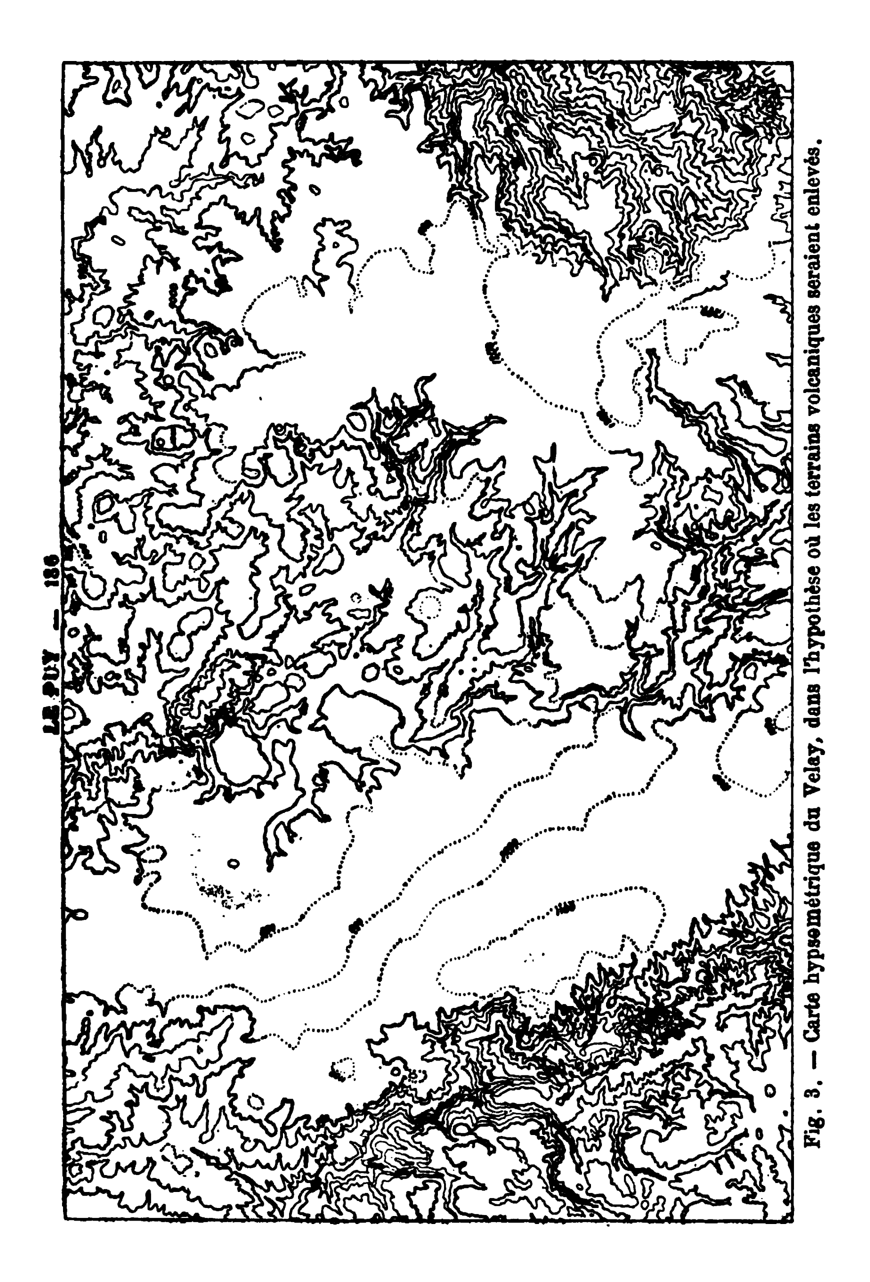


Fig. 3. — Carte hypsométrique du Velay, dans l'hypothèse où les terrains volcaniques seraient enlevés.

atteignant jusqu'à 1.000 mètres d'altitude, a divisé l'ancien bassin tertiaire en deux parties : le bassin du Puy proprement dit et le bassin de l'Emblavès. La Loire franchit cette sorte de *horst* dans un défilé étroit et profond, au-delà duquel elle s'étale de nouveau dans la plaine argileuse de Saint-Vincent.

Cette disposition fait de la région qui entoure le Puy un bassin fermé presque de tous les côtés, une sorte de cirque entouré par un cercle de hauteurs. A moins de profiter de la coupure faite par la Loire dans le seuil granitique dont je viens de parler, on ne peut s'éloigner de la ville qu'en gravissant des rampes plus ou moins fortes. La région du Puy est donc parfaitement définie au point de vue orographique et la dénomination de bassin lui convient parfaitement, car elle correspond, d'une manière exacte, au domaine hydrographique supérieur de la Loire. Il y a, aux environs du Puy, une foule de points d'où l'on peut se rendre compte de cette disposition. Un observateur placé, par exemple, au sommet du rocher Corneille, dans la ville même, aurait l'horizon borné vers le nord par la barrière granitique, tandis que, vers l'est, les divers plans s'étageraient jusqu'à la fine silhouette du Mézenc et que, vers le sud et l'ouest, il distinguerait nettement la ligne de cônes volcaniques de la chaîne de Velay.

Premier aperçu géologique. — La région volcanique du Velay n'offre pas la régularité en quelque sorte schématique, que présentent le Cantal et le Mont-Dore. Tandis qu'à la vue d'une simple carte géographique, même à petite échelle, un géologue peut pressentir l'origine des grands massifs montagneux de l'Auvergne, les formes orographiques de la Haute-Loire ne laissent pas deviner aussi facilement leur constitution. Cette différence tient à un fait bien simple. Tandis qu'au Cantal et au Mont-Dore les éruptions se sont superposées en édifiant deux sortes de cônes gigantesques, et de telle manière que, sur certains points, à Thiézac, par exemple, dans le Cantal, on peut relever la coupe complète de toutes les formations du massif, dans le Velay les éruptions se rattachent à un grand nombre de centres d'émissions ; les coulées sont plutôt juxtaposées et, en quelque sorte, éparpillées. Si l'on enlevait leur couverture éruptive, les terrains sous-jacents offriraient dans les grands traits une disposition bien voisine de la disposition actuelle. C'est ce que montrent les fig. 2 et 3. La première est une réduction au dixième d'une carte présentant les courbes de niveau de 100 en 100 m. de la feuille du Puy au 1/80.000.[1] La seconde n'est que la reproduction de la carte précédente, dans laquelle j'ai supprimé toutes les courbes de niveau n'intéressant que des roches volcaniques. J'ai rétabli approximativement, par un tracé en pointillé, les courbes du substratum dans la partie recouverte par les produits éruptifs.

En même temps, à considérer les choses en grand, la nature et l'âge des formations volcaniques varient beaucoup suivant qu'on envisage la partie orientale du Velay, c'est-à-dire les montagnes du Mézenc et du Mégal, ou la partie occidentale, c'est-à-dire la chaîne du Velay.

[1] Je prie M. le colonel de la Noë, qui m'a communiqué cette carte, de vouloir bien agréer mes remerciements.

La région volcanique du Mézenc et du Mégal est la plus ancienne. Elle est composée surtout de basaltes et de phonolites ; les autres roches, trachytes, andésites et labradorites sont beaucoup moins répandues. On ne reconnaît plus les traces des appareils volcaniques d'où sont sorties les coulées de basalte. Nulle part, on n'observe des couches de brèches volcaniques aussi puissantes que celles qui constituent la grande masse du Cantal et du Mont-Dore. Les coulées de basalte forment des plateaux plus ou moins vastes, témoins de coulées an ciennes, que séparent aujourd'hui de profonds ravins, où coulent un grand nombre de ruisseaux affluents de la Loire. Quant aux phonolites, ces roches sont tellement répandues qu'elles impriment au paysage un caractère tout à fait spécial. Abondantes sous forme d'épaisses coulées, elles forment aussi des dykes ou pics aigus, grisâtres, sans végétation, dont la base est entourée de puissants éboulis. Le voyageur, placé au centre du massif, à Saint-Julien-Chapteuil (Voy. pl. IX), ou à Queyrières, jouit de la vue d'un panorama des plus pittoresques et bien particulier à cette petite région que Forbes appelait le « pays des phonolites. »

La chaîne du Velay, qu'on peut appeler aussi *chaîne du Devès*, du nom de la montagne la plus élevée (1.423 mètres), est d'une belle régularité. La ligne de faîte est formée par une série de cônes volcaniques alignés du sud-est au nord-ouest et présentant divers états de conservation. Les cônes sont formés de projections basaltiques. De chaque côté partent des coulées de basalte qui se dirigent, les unes vers la Loire. les autres vers l'Allier. Elles sont soudées entre elles et forment de vastes plateaux allant en pente douce vers les fossés profonds où coulent les deux cours d'eau. Ces plateaux sont à peine ravinés par de petits ruisseaux ; la monotomie de leur aspect n'est interrompue que par quelques cônes adventifs de scories rougeâtres. Arrivées au bord des vallées, les coulées s'arrêtent parfois brusquement et se montrent coupées à pic. Souvent elles descendent jusqu'à mi-hauteur; dans certains cas elles arrivent presque dans le lit de la rivière. Cette région volcanique paraît donc, à première vue, plus récente que la première.

Une région intermédiaire est formée par les environs de la ville du Puy. Là viennent expirer les coulées anciennes du massif occidental et les coulées plus récentes de la chaîne orientale. Mais cette région a aussi sa physionomie spéciale. Tandis que les terrains lacustres oligocènes ne se voient, dans la montagne, que sous forme de lambeaux surélevés par des failles et garantis de l'érosion par une couverture volcanique, ici, ces terrains se trouvent dans la partie déprimée d'un synclinal morcelé et ils constituent les soubassements de toutes les collines qui entourent Le Puy. Ces couches lacustres ont été ravinées à l'époque pliocène par des cours d'eau qui ont déposé d'épaisses couches de graviers. En même temps se formèrent de puissants amas de projections basaltiques, de brèches, de pépérites, démantelés aujourd'hui, et qui donnent aux environs du Puy leur cachet pittoresque.

Les diverses particularités de cette région et sa situation intermédiaire, entre les deux grands districts volcaniques de la Haute-Loire, donnent un intérêt tout

spécial à son étude. On y trouve des superpositions qu'on chercherait vainement ailleurs. Telle de ses montagnes présente, pour ainsi dire, sous un petit format, la plupart des formations qui sont plus développées dans les deux autres régions, mais qui y sont isolées.

Ces considérations m'ont dicté la méthode à suivre dans l'exposé de mes recherches. J'ai d'abord décrit les terrains anciens et les terrains lacustres tertiaires, dont l'ensemble constitue le fonds commun de la province. Arrivant aux terrains volcaniques, j'ai pensé qu'il était plus avantageux et plus conforme à l'ordre naturel des choses de décrire chaque grande région volcanique séparément, quitte à revenir ensuite sur l'ensemble pour donner un aperçu général de la succession des phénomènes.

HISTORIQUE

Je n'ai pas l'intention d'analyser tous les travaux publiés sur la géologie du Velay. La liste en est trop longue. Je désire simplement dire quelques mots des plus importants et retracer, en même temps que la succession des principales découvertes, l'évolution des idées sur l'origine et l'âge des divers terrains qui composent le sol de la Haute-Loire. Cette esquisse présente un intérêt général, car l'histoire des progrès de la géologie de cette contrée n'est que le reflet de l'histoire des progrès de la géologie de toutes contrées volcaniques.

Le 10 mai 1752, Guettard, parcourant les rues de Moulins, observa des pierres de lave provenant de Volvic et soupçonna l'existence d'anciens volcans éteints dans l'intérieur de la France. Pour s'assurer du fait, Guettard alla d'abord à Riom, puis à Volvic, où il admira les carrières creusées dans une grande coulée identique aux coulées des volcans actuels. Après avoir continué à marcher sur un sol scoriacé, montrant de tous côtés les traces de l'action du feu, il arriva au sommet du Puy-de-Dôme. Là, les derniers doutes s'évanouirent. Les cratères eux-mêmes étaient admirablement conservés et le savant académicien pouvait suivre de l'œil le trajet de la plupart des coulées, partant de ces cratères pour s'étaler sur les pentes, comme il l'eût fait du sommet de l'Etna ou du Vésuve. De retour à Paris, Guettard proclama hautement la nature volcanique des montagnes de l'Auvergne[1].

Quelques années après, en 1765, Guettard publia son *Mémoire sur la minéralogie de l'Auvergne*[2], accompagné d'une carte géologique avec vingt-deux signes conventionnels. Ce mémoire compte parmi les meilleurs de Guettard. Cependant l'infatigable écrivain ne sut pas rattacher le basalte aux roches volcaniques. Il le considérait comme ayant pris naissance dans un fluide aqueux[3].

Desmarets a su apporter dans ses travaux une grande précision. Son mémoire sur le basalte[4] est accompagné d'une excellente carte topographi-

[1] Guettard. Mémoire sur quelques montagnes de la France qui ont été des volcans (*Mém. de l'Acad. roy. des Sciences* pour 1752, publiés en 1756, p. 27).
[2] *Mém. Acad. roy. des Sciences* pour 1759, publiés en 1765, p. 538.
[3] Mémoires sur différentes parties des sciences et des arts, vol. II. p. 226.
[4] Mémoire sur l'origine et la nature du basalte, etc. (*Mém. Acad. roy. des Sciences*, 1771, publiés en 1774, p. 105 et 1773, publiés en 1777, p. 599.

que du Mont-Dore, où les « courants de basalte » sont figurés. C'est le grand mérite de Desmarets d'avoir compris et démontré, à une époque où les idées wernériennes faisaient autorité, que le basalte est une véritable lave. Il a énuméré avec soin les principales régions volcaniques du Plateau Central en esquissant leurs contours. Le Velay est compris dans cette énumération.

Faujas de Saint-Fond est le premier qui ait parcouru le Velay et donné quelques détails sur cette région [1].

Les travaux de l'abbé Giraud-Soulavie ont droit à un mention toute particulière. L'*Histoire naturelle de la France méridionale* (1781) est une œuvre véritablement remarquable pour l'époque. Les parties capitales de cet ouvrage, au point de vue qui nous occupe, sont intitulées : *Chronologie physique des éruptions des volcans éteints de la France méridionale* [2] et *Principes de la théorie des vallées*. Jusqu'à Giraud-Soulavie, aucun naturaliste n'a saisi ce que nous appelons aujourd'hui la stratigraphie. Guettard lui-même, qui a exposé la notion de la continuité des masses minérales [3], ne paraît pas avoir eu l'idée d'étudier leurs rapports réciproques. Giraud-Soulavie est vraiment le père de la stratigraphie et en particulier de la stratigraphie des volcans. Excellent observateur, il ne s'est pas contenté simplement d'exposer les documents que lui avaient fournis ses explorations dans le Velay et le Vivarais ; il a visé et atteint un but plus élevé. Avec une sûreté de vue qui confine véritablement au génie, il a posé les principes au moyen desquels on peut établir l'âge relatif des terrains volcaniques. S'appuyant sur une série de propositions ou d'aphorismes, il a réparti les volcans éteints en six époques et, aujourd'hui encore, sa chronologie reste exacte dans les grands traits.

Il a montré que les basaltes des Coirons sont postérieurs à la fois au granite et au calcaire. Les empreintes végétales, qu'on observe dans les dépôts sous-basaltiques, l'ont vivement intéressé. Il a su reconnaître que ces espèces, dont le gisement se trouve aujourd'hui sur des montagnes, dénotent un climat chaud. Il n'a pas hésité à rapprocher certains de ces végétaux fossiles de formes croissant actuellement en Amérique.

Les volcans des premières époques ont leurs coulées perchées au sommet des plateaux qu'entourent de profonds ravins. Souvent ces coulées reposent sur des cailloux roulés de nature basaltique, ce qui démontre l'existence de coulées encore plus anciennes. Ces lambeaux ont été unis autrefois, avant le creusement des ravins par les érosions. « L'ancienne union de la masse est aussi certaine que celle d'une pierre antique coupée, dont la moitié de l'inscription démontre que la pierre a été mutilée ».

[1] Faujas de Saint-Fond. Recherches sur les volcans éteints du Vivarais et du Velay, avec un discours sur les volcans brûlants, etc. Grenoble et Paris, 1778 (Les volcans du Velay sont l'objet d'un chapitre spécial, p. 337).

[2] Ce travail a été aussi tiré à part en un volume in-8.

[3] Guettard. Mémoire et carte minéralogique sur la nature et la situation des terrains qui traversent la France et l'Angleterre. (*Mém. Acad. roy. des Sciences*, 1746, imprimés en 1751, p. 363).

Les volcans des époques suivantes se sont fait jour au milieu des vallées creusées dans les coulées plus anciennes. Les rivières ont continué à creuser, laissant à droite et à gauche des remparts basaltiques. Voilà le *basalte des pentes* des auteurs modernes parfaitement défini.

Les dernières époques sont marquées par des volcans à cratères bien conservés. On voit souvent des coulées du fond des vallées (5e époque), supportant des coulées un peu plus récentes (6e époque).

Giraud-Soulavie s'excuse de présenter des raisonnements aussi simples et il termine son livre en signalant la ressemblance des laves de notre pays avec celles des pays les plus éloignés de l'Amérique et de l'Orient, fait qui montre l'unité du feu volcanique.

Ce qui a permis à Giraud-Soulavie d'arriver à établir sa chronologie des volcans éteints, c'est la notion exacte qu'il avait de l'origine des vallées. Sur ce point encore, il a été un novateur hardi. A l'hypothèse de Buffon, qui croyait que les vallées étaient dues principalement aux convulsions éprouvées par la terre lors de son refroidissement, et à celles d'autres savants, qui les faisaient dériver de la force centrifuge, Giraud-Soulavie substitua les effets de l'érosion. Ses « Principes de la théorie des vallées ou sur les causes de la sculpture du globe terrestre » sont consignés dans un petit nombre de chapitres, formant une leçon sur les phénomènes actuels, à laquelle on pourrait ajouter aujourd'hui, mais où il n'y aurait rien à changer.

Dans la partie descriptive de son ouvrage relative au Velay, l'auteur se montre, comme toujours, excellent observateur et habile à saisir la signification des faits observés. Il explique la production des dykes (La Roche rouge) par la désagrégation du sol environnant. Il reconnaît, aux environs du Puy, la présence de deux sortes d'atterrissements. Les uns sont dépourvus de roches volcaniques et par conséquent antérieurs à toute éruption. Les autres renferment des cailloux roulés de basalte et sont postérieurs aux premiers. Leur situation topographique est d'ailleurs différente. Il émet des idées très saines sur l'origine des rochers Corneille et Saint-Michel, etc.

Malgré les efforts de plusieurs savants [1], qui ont fait l'éloge de ses travaux, il me semble qu'on n'attribue pas toujours à Giraud-Soulavie toute la gloire qu'il mérite.

Dolomieu n'a visité le Velay qu'en passant [2] et pourtant il a su distinguer plusieurs époques bien distinctes dans l'histoire géologique du bassin du Puy : 1° Ce bassin aurait d'abord été creusé dans le granite depuis certaines irruptions (*sic*). 2° Il a été ensuite rempli par diverses matières, marne, pierre calcaire, grès, en couches horizontales. 3° Il y a eu un nouveau creusement au milieu de ce premier remplissage, puis dépôt de tufs volcaniques sur lesquels reposent des cailloux roulés de différents genres, quelques-uns de pétrosilex vert

[1] Et notamment de d'Archiac : (Histoire des progrès de la géologie).

[2] Rapport fait à l'institut national par le citoyen Dolomieu, ingénieur des mines, sur ses voyages de l'an V et de l'an VI. (*Journal des mines*, nos 41 et 42).

pareils à ceux de la montagne de Pertuis [1] ; 4° Après cela les éruptions volcaniques ont donné des coulées de laves à diverses époques ; 5° La coulée de la Paille est la dernière en date. Cet aperçu, qui fait simplement l'objet d'un renvoi dans le travail de Dolomieu (p. 412), est la meilleure vue d'ensemble imprimée jusque là sur les environs du Puy.

Entre 1790 et 1810, beaucoup de naturalistes ont publié des travaux sur les volcans du Plateau central. Mais ils se sont bornés généralement à étudier le Puy-de-Dôme ou le Mont-Dore. Les plus intrépides poussaient jusqu'au Cantal. On pénétrait assez facilement dans ces pays par les plaines de l'Allier, en venant du Nord. Le Velay, entouré de tous côtés par des montagnes, était beaucoup moins accessible. On le laissait de côté d'autant plus volontiers que l'Auvergne était un champ suffisamment vaste pour les recherches. Bien qu'il y soit peu question du Velay, il faut signaler, comme ayant un intérêt général, les travaux de Monnet, d'Aubuisson et surtout de Montlozier, dont l'*Essai sur la théorie des volcans d'Auvergne* est très remarquable.

Lacoste de Plaisance avait beaucoup vu. Son livre [2] fourmille de renseignements mais il manque de coordination et contient des dissertations étrangères à la science.

Le livre de Vital-Bertrand sur l'*Histoire naturelle et l'agriculture du département de la Haute-Loire*, imprimé au Puy, en 1811, renferme des données intéressantes sur la géographie, la géologie et la botanique du Velay. Les descriptions topographiques sont bien faites. A côté d'hypothèses erronées sur le granite et le basalte, il y a des vues fort justes sur les caractères des laves, leur mode de sortie, etc. Les nappes de cailloux roulés sous-basaltiques, que cet auteur a observées à des altitudes considérables au-dessus des cours d'eau actuels, l'amènent à reconnaître plusieurs époques d'éruption : « Les cailloux roulés de nature volcanique, que l'on trouve dans les lits de la rivière qui a coulé au-dessous des basaltes qui ceignent la lisière des plateaux de Mons, démontrent d'une manière évidente que l'explosion des volcans n'a pas été simultanée mais successive. Les volcans situés au sud ont dû faire explosion longtemps avant ceux qui avoisinent le Puy » (p. 102).

Les travaux dont je viens de parler se rapportent à ce qu'on pourrait appeler la première phase des progrès de la géologie du Velay. Jusqu'au dix-neuvième siècle, et malgré les travaux de Giraud-Soulavie, on possédait un grand nombre d'observations plus ou moins exactes, mais sans aucun lien. La science nouvelle n'avait encore ni méthode sûre, ni doctrine éprouvée. Jusqu'alors les rapprochements étaient purement lithologiques. Avec William Smith et Cuvier, la stratigraphie et la paléontologie deviennent des méthodes précises.

[1] Il s'agit des phonolites, dont on ne connaissait pas encore la nature exacte et que Giraud-Soulavie considérait comme des variétés de basalte.

[2] Observations sur les volcans de l'Auvergne, suivies de notes sur divers objets, in-8°. Clermont-Ferrand, 1803.

Le mémoire de Cuvier et de Brongniart sur la géologie des environs de Paris venait de paraître quand Bertrand-Roux[1] écrivit son livre intitulé : *Description géognostique des environs du Puy en Velay*. Il put apprécier les méthodes nouvelles par les résultats qu'elles fournissaient et les appliquer à son propre travail. Il le fit avec beaucoup de talent. Malgré son ancienneté, ce livre est bien supérieur à plusieurs études d'ensemble publiées depuis sur la même région. Certaines vues exprimées par Bertrand de Doue peuvent paraître bizarres mais il faut se rappeler que son livre a été publié en 1823. Les fautes d'interprétation sont, en quelque sorte, toute naturelles. Elles sont d'ailleurs amplement rachetées par les nombreuses observations, d'une exactitude absolue, que renferme à chaque page le mémoire de celui qu'on peut appeler le Père de la géologie du Velay.

Bertrand de Doue a classé les terrains des environs du Puy de la manière suivante :

1. Granite.
2. Gneiss.
3. Psammites secondaires.
4. Argiles et marnes sans fossiles.
5. Marnes siliceuses.
6. Gypse.
7. Calcaires d'eau douce.
8. Trachytes et phonolites.
9. Laves basaltiques anciennes.
10. Sables et cailloux roulés.
11. Brèches volcaniques.
12. Sables et cailloux roulés.
13. Laves basaltiques modernes.
14. Scories.

Le granite et le gneiss sont bien étudiés pour l'époque. Les principales variétés de granite commun, de granite à pinite, de granite à petits grains (granulite), sont décrites avec soin.

Les « Psammites » (arkoses) sont considérées comme une formation lacustre datant probablement de l'époque houillère. L'auteur cherche à expliquer cette formation par la disposition des vallées actuelles. Nous retrouverons encore pendant longtemps cette préoccupation des géologues, cherchant à faire jouer un rôle considérable à la topographie actuelle dans l'explication des phénomènes géologiques anciens.

Bertrand de Doue déclare donc que « vers la fin de la période secondaire », le fond du Bassin du Puy, ainsi que les défilés de Vorey et de Peyredeyre, où coule la Loire, avaient à peu près atteint leur profondeur actuelle. Cette erreur a entraîné l'auteur à faire des hypothèses extraordinaires pour l'explication des terrains tertiaires, dont les couches se correspondent de part et d'autre des vallées.

Ces terrains tertiaires sont minutieusement décrits. L'auteur croit que *les argiles sableuses et figulines* sont d'origine lacustre : « ... Elles représentent ici la formation d'argile plastique ou le *premier terrain d'eau douce* du Bassin de Paris, dit-il, et elles ont été formées dans des circonstances analogues, c'est-à-dire, sous les eaux mêmes de notre vallée. »

Les *marnes sans fossiles*, qui surmontent ces argiles, seraient une formation marine contemporaine du *calcaire grossier* des environs de Paris.

[1] Bertrand-Roux est non moins connu sous le nom de Bertrand de Doue.

Les gypses et les calcaires qui les surmontent (calcaires de Ronzon) représenteraient « la deuxième et la troisième formation d'eau douce du Bassin de Paris ». Bertrand de Doue attachait déjà une grande importance à la paléontologie comme moyen de classification chronologique. Il communiqua à Cuvier des ossements du gypse et du calcaire, mais les niveaux de Mammifères fossiles tertiaires n'étaient pas encore suffisamment établis pour qu'on pût tirer de ces ossements tout le parti qu'on en tire aujourd'hui.

Sous le titre un peu vague d'*alluvions tertiaires*, le géologue du Puy a groupé plusieurs terrains assez différents. On se demande comment Bertrand de Doue a pu concilier ses observations sur les alluvions tertiaires des hauteurs avec ses idées sur l'antiquité des vallées actuelles.

Les chapitres consacrés aux trachytes et aux phonolites, que Bertrand de Doue considère comme les plus anciennes roches volcaniques du Velay, sont très étudiés. On ne peut les critiquer. La pétrographie n'existait pas à cette époque. L'auteur nous dit lui-même qu'il a décrit ces roches « non sans quelque défiance ». Par contre, la postériorité de ces éruptions trachytiques aux couches tertiaires est parfaitement établie. L'auteur admet que les montagnes de phonolite et de trachyte ne sont que des morceaux d'une vaste coulée démantelée.

Le *terrain basaltique* est considéré comme tout entier postérieur au *terrain trachytique*. Nous allons voir que cette opinion a été reproduite par tous les géologues. Le terrain basaltique est divisé en trois sections : 1° les laves basaltiques ou lithoïdes ; 2° les brèches de différentes espèces ; 3° les scories et les tufs.

L'auteur établit qu'il existe un rapport direct entre l'ancienneté des coulées et leur altitude au-dessus du fond des vallées. Les successeurs de Bertrand de Doue ont abusé de cette règle, qui les a entraînés à confondre les basaltes les plus anciens avec des basaltes relativement récents.

Les volcans sont classés en trois catégories : les volcans anciens ou du nord-est, les volcans modernes ou du sud-ouest et les volcans intermédiaires. Cette classification, basée sur l'absence, la présence ou la fraîcheur des cratères, est exacte dans les grands traits. Les géologues qui sont venus après Bertrand de Doue n'y ont rien ajouté, tout en lui attribuant une précision qu'elle ne comportait pas. Ils n'ont pas reconnu qu'elle avait le défaut de localiser trop nettement dans l'espace les éruptions des diverses époques. Ces géologues ont pensé que chaque montagne était le produit d'une époque particulière et déterminée de l'activité volcanique. Ils n'ont pu se rendre compte de la complexité de structure de certains volcans d'apparence moderne, mais dont les soubassements sont beaucoup plus anciens que le cône de scories qui les couronne.

Le volume de Bertrand de Doue est accompagné d'une carte géologique, d'une planche de coupes et d'une vue panoramique.

En 1833 parut la *Description des terrains volcaniques du centre de la France*, par Amédée Burat. L'auteur résume les connaissances qu'on avait, à l'époque, sur le Puy-de-Dôme, le Cantal et le Velay, en y ajoutant un grand nombre d'observations personnelles. Ce livre, dédié à Elie de Beaumont, serait excellent si la question des cratères de soulèvement y était traitée avec plus de sobriété. Il y a

une préoccupation évidente de mettre toutes les observations au service de cette fameuse théorie, de sorte que le sens véritable de ces observations se trouve très souvent dénaturé. Dans le chapitre VI, consacré au terrain trachytique du Velay, A. Burat donne une description exacte et imagée des montagnes du Mézenc et du Mégal. J'aurai l'occasion de parler de ses observations. Dans le Bassin du Puy, l'auteur a fait des remarques judicieuses sur les brèches et les alluvions anciennes. Dans l'ensemble, ce livre ne réalise pas un progrès bien considérable sur celui de Bertrand de Doue et il a le défaut d'être beaucoup plus systématique.

Les longues discussions, qui eurent lieu, vers 1840, à la Société géologique, sur la théorie des cratères de soulèvement, portèrent souvent sur le Velay et provoquèrent de nombreux écrits ; mais elles ne rendirent aucun service à la géologie de la Haute-Loire. L'activité des géologues locaux s'exerça de préférence aux recherches paléontologiques et, de ce côté, les résultats furent considérables. Bertrand de Doue, Aymard, Félix Robert, Pichot-Dumazel, Vinay déployèrent, dans la Haute-Loire, la même ardeur que Croizet, Bravard et Pomel, dans le Puy-de-Dôme. A la tête de cette petite phalange, il faut placer Aymard qui, non content de recueillir une belle collection de fossiles, décrivit, en d'excellentes monographies, les genres nouveaux de Mammifères que lui fournissaient les calcaires lacustres de Ronzon.

La découverte d'ossements humains dans un terrain volcanique de la montagne de Denise créa une agitation considérable et provoqua le voyage au Puy de plusieurs géologues illustres, Lyell, Hébert, etc.

Ces divers progrès sont résumés dans le volume des *Comptes rendus du Congrès scientifique de France*, qui tint une session au Puy, en 1855. Dans une note concise, mais très originale, Aymard y a tracé le tableau des diverses époques paléontologiques de la Haute-Loire.

Les arkoses et les psammites de Brives sont laissés dans le Secondaire avec un point de doute. Les argiles, les marnes et les gypses sont rapportés à l'Eocène supérieur, tandis que les calcaires de Ronzon sont placés dans le Miocène inférieur. Enfin, tout le système volcanique est regardé comme pliocène. Les divers gisements de Mammifères fossiles sont répartis en trois catégories correspondant aux trois divisions de Bertrand de Doue : les volcans anciens, les volcans intermédiaires et les volcans modernes. Malheureusement, Aymard, privé de moyens de comparaison, appliqua à ses fossiles trop de noms nouveaux. Sa nomenclature fait trop souvent double emploi avec celle de ses voisins du Puy-de-Dôme. Il en est résulté une confusion qui a régné jusqu'à aujourd'hui.

En 1858, Poulett-Scrope fit paraître la seconde édition de son ouvrage sur *les volcans éteints de la France centrale*. Les premiers travaux du géologue anglais sur le Plateau central remontent à 1825, époque à laquelle il publia ses *Considerations on Volcanoes*, mémoire devenu plus tard, en 1862, son livre sur *les Volcans*.

Ecrit en un style facile et clair, illustré d'une façon tout à fait remarquable,

l'ouvrage de Poulett-Scrope eut le plus grand succès ; aucun travail d'ensemble comparable à celui-là n'a encore été écrit sur les volcans du Plateau central. La grande valeur de cet ouvrage tient, en partie, à la connaissance approfondie qu'avait son auteur des volcans actuels. Grâce aux travaux de MM. Aymard et Pomel, Poulett-Scrope put apporter plus d'exactitude dans la détermination de l'âge des principaux terrains. Il parallélisa les diverses assises du Tertiaire lacustre du Velay avec celles du Cantal et du Puy-de-Dôme. Il commit une erreur en supposant (p. 39) que des couches de *peperino*, analogues à celles de la Limagne, aient pu se déposer dans le bassin du Puy avant que les eaux tertiaires (oligocènes) fussent complètement écoulées. Il regarde les pics phonolitiques comme les témoins d'une coulée gigantesque venue du Mézenc et il considère comme possible que le phonolite se soit épanché sur un basalte plus ancien. Sur les brèches basaltiques et sur les éruptions récentes, le géologue anglais n'apporte aucune donnée nouvelle. En somme, l'intérêt principal du livre de Poulett-Scrope tient aux comparaisons, qu'on rencontre à chaque page, entre les divers groupes volcaniques du Plateau central.

En 1865, M. Louis Pascal publia une *Etude géologique du Velay*. C'est un ouvrage assez volumineux, mais rempli de dissertations générales ne se rattachant qu'indirectement au sujet. Cependant, ce livre renferme des indications intéressantes sur certains gisements de fossiles et de minéraux.

L'ouvrage de Lecoq intitulé *Epoques géologiques de l'Auvergne* résume les connaissances des géologues contemporains sur la géologie du Velay.

En 1869, la Société géologique de France tint sa réunion extraordinaire au Puy. Par la complexité de leur composition et par la multiplicité de leurs origines, les terrains du Velay réclamaient l'attention des spécialistes. Grüner, Lory, M. Louis Lartet mirent au service de la Réunion leur expérience en stratigraphie; Delanoue, Lecoq, M. Rames, leur science des volcans. MM. Gaudry et Sauvage déterminèrent les vertébrés fossiles. Tournouër s'occupa de la faune malacologique du Tertiaire lacustre. MM. de Saporta et Marion fixèrent la nature et l'âge des empreintes végétales recueillies dans divers terrains. Les courses furent guidées par les naturalistes locaux : Vinay, Aymard, Robert, Pichot-Dumazel, dont les belles collections servirent de base aux discussions. Enfin, Tournaire, alors ingénieur en chef des mines, avait déjà parcouru la Haute-Loire et esquissé la carte géologique au 1/80,000 qui ne devait paraître que dix ans plus tard.

Le terrain primitif n'attira que fort peu l'attention du Congrès. La belle collection d'empreintes, extraites des arkoses par M. Vinay, permit à M. de Saporta de ranger définitivement, dans le Tertiaire, les gisements de Brives et de Blavosy regardés jusqu'alors comme secondaires. L'examen des Mammifères de Ronzon et l'étude des coquilles qui les accompagnent portèrent MM. Gaudry et Tournouër à classer les calcaires du Bassin du Puy dans le Miocène inférieur.

Il ne paraît pas qu'on se soit préoccupé de fixer d'une manière précise l'âge des premières éruptions. Les sables à Mastodontes n'ont pas été étudiés. Les

discussions portèrent surtout sur les brèches volcaniques qu'on divisa en *brèches anciennes* et *brèches récentes*. Leur âge ne fut d'ailleurs pas établi.

A la suite du compte-rendu, Tournaire publia une *Note sur la constitution géologique du département de la Haute-Loire et sur les révolutions dont ce pays a été le théâtre*. C'est, à plusieurs points de vue, un écrit excellent, où l'on retrouve les qualités maîtresses de l'éminent ingénieur, c'est-à-dire la précision et une sage prudence. Malheureusement, la paléontologie est tout à fait négligée, les observations stratigraphiques sont imparfaites et, pour ce qui concerne les terrains volcaniques, le mémoire de Tournaire n'ajoute presque rien aux auteurs qui l'ont précédé. Ce que je viens de dire peut s'appliquer également à sa *Carte géologique au 1/80,000 du département de la Haute-Loire*. Au cours de mes recherches sur le terrain, j'ai eu maintes fois l'occasion d'admirer la précision et la sûreté des contours, mais ces contours sont plutôt minéralogiques que géologiques. C'est ainsi que tous les basaltes sont représentés par un même signe et une même couleur. La légende, qui accompagne la carte, n'est que le résumé de la note lue en 1869 à la Réunion de la Société géologique.

En dehors de la carte de Tournaire, et si j'excepte le beau mémoire purement paléontologique de M. Filhol sur *les Mammifères fossiles de Ronzon*, aucun travail important n'a été publié sur le Velay depuis 1870 jusqu'à ces dernières années.

En 1887, M. Termier, ingénieur des mines, chargé par le Service de la carte géologique des explorations sur la feuille du Puy, publia une note, dans les Comptes rendus de l'Académie des sciences, sur la région du Mézenc. Pour la première fois, les roches volcaniques de ce massif étaient étudiées avec toute la précision que comportent les procédés actuels et la série éruptive se trouva présenter une plus grande diversité que ne l'avaient cru jusqu'alors les géologues. M. Termier avait reconnu au Mézenc :

1° Labradorites augitiques à pyroxène et amphibole, précédées de tufs et de cinérites pliocènes.

2° Andésites à labrador et amphibole et andésites à mica noir et pyroxène.

3° Trachyte inférieur à apatite et trachyte vitreux.

4° Trachytes phonolitiques ou phonolites de Tournaire.

5° Basalte des plateaux.

Quelque temps après, je fus moi-même attaché au Service de la carte géologique. J'ai publié les résultats de mes campagnes dans diverses notes dont le présent travail n'est que le développement.

PREMIÈRE PARTIE

TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS & ROCHES ÉRUPTIVES ANCIENNES

CHAPITRE Ier

TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS

Parmi les roches cristallines anciennes du Velay, les unes, gneiss, micaschistes, sont stratifiées à la manière des roches sédimentaires ; les autres, granite, granulite, etc., sont des roches éruptives. Le granite occupe la plus grande partie du territoire que j'étudie. Les schistes cristallins y sont beaucoup moins développés.

Il n'y a pas encore bien longtemps, le granite était considéré comme le terrain le plus anciennement consolidé, le substratum général, la croûte primordiale du globe. On sait aujourd'hui que le granite est une roche éruptive traversant non seulement les gneiss mais encore des terrains fossilifères. Je dois donc commencer par l'étude des gneiss.

Ceux-ci sont bien développés dans la vallée de l'Allier, où ils forment une bande allongée dans la direction même de la vallée. Cette bande se relie, vers le nord, avec les schistes cristallins des environs de Brioude, vers le sud, avec un massif de même nature qui occupe le centre de la feuille de Largentière. A l'est de cette zone gneissique, le granite s'étend sur tout le département de la Haute-Loire, sur une partie de celui de la Loire et de celui de l'Ardèche, formant un massif de 80 kilomètres de longueur dans plusieurs sens. Au milieu de ce massif, on trouve aussi quelques lambeaux de gneiss.

1. — GNEISS DE LA VALLÉE DE L'ALLIER

Disposition générale. — La bande de gneiss de la vallée de l'Allier est allongée dans le sens des grandes fractures de cette partie du Plateau central. Sa direction est sensiblement N. 20° O. C'est une direction se rapprochant de

celles de la grande faille du Forez, de la grande faille de la Limagne et de plusieurs failles du Velay. C'est encore la direction de la chaîne de la Margeride et de la chaîne du Velay. Les gneiss s'appuient à l'est sur le granite porphyroïde, qui forme la plus grande partie de la Margeride. A l'ouest, ils se perdent sous les basaltes de la chaîne du Velay. Sur les parties élevées de cette chaîne, dans quelques rares endroits dépourvus de coulées volcaniques, on voit le contact du gneiss et du grand massif granitique. De plus, en étudiant les enclaves dans les produits de projection des divers cônes volcaniques de la chaîne, on arrive à reconnaître que la ligne de séparation des deux terrains coïncide à peu près avec l'axe de la chaîne, aligné par les anciens cratères. Le gneiss bute peut-être par faille contre le granite; c'est sur cette faille, ou simplement sur cette ligne de séparation, que les volcans se sont établis à l'époque pliocène.

La direction des gneiss est assez constante dans la partie resserrée entre le granite du Gévaudan et le granite du Velay. C'est la direction de la bande gneissique elle-même, N. 20° O. Parfois relevés verticalement, ils plongent le plus souvent vers l'est et toujours avec une forte inclinaison. Au voisinage du massif granitique de la Margeride, cette direction et ce plongement sont quelquefois différents ; les gneiss épousent les contours d'affleurement de la roche éruptive. Ils se sont plissés, tordus, pour s'appliquer sur les piliers solides des masses granitiques.

Entre St-Préjet et Chambon, les gneiss forment un anticlinal de quelques kilomètres de longueur, allongé dans la même direction, et dont le centre est occupé par un massif de granulite.

Dans la vallée de l'Allier, les gneiss sont donc encaissés et, en quelque sorte, laminés entre les deux masses granitiques du Velay et de la Margeride. Au sortir de ce défilé, vers le sud, en remontant l'Allier jusque près de sa source, on voit la direction devenir sensiblement nord-sud, se calquant sur la direction générale du contour de la Margeride granitique. A l'est, dans les hauts ravins du département de l'Ardèche, ils sont orientés E.-O. [1]

Cette direction E.-O. est la direction générale des gneiss de la feuille de Saint-Flour et de la feuille de Brioude [2], toujours avec déviation aux confins des masses éruptives.

Dans le territoire compris entre Fix-St-Geneys, Langeac, Paulhaguet, l'allure des gneiss est beaucoup plus compliquée. Quand on porte sur la carte au 1/80,000 les directions et les plongements relevés sur le terrain et que l'on raccorde ces observations par des traits continus, on obtient une sorte d'U, dont l'ouverture est dirigé vers le Nord, dans le sens de l'allongement d'une bande de granite porphyroïde située dans le coin sud-ouest de la feuille de Monistrol. Il y a là un pli anticlinal en forme d'U ; le centre de l'U paraît être occupé par un synclinal. Les couches sont fortement relevées, presque verticales dans les deux sens.

[1] G. Fabre. *Carte géologique détaillée de la France.* Feuille de Largentière.

[2] Fouqué. *Carte géolog. détaillée de la France.* Feuilles de St-Flour et Brioude.

Caractères pétrographiques. — Sauf les exceptions toutes locales dont je parlerai plus loin, la roche est toujours feuilletée. Je n'ai pas vu de gneiss granitoïde. Le type le plus commun est rubané ou glanduleux, gris ou rose, avec mica noir et mica blanc bien visibles à l'œil nu, ces gneiss étant fortement granulitisés.

Mais toutes les variétés s'observent quant à la couleur, la texture, l'abondance du mica blanc et des autres minéraux accessoires des granulites.

Les endroits où le gneiss paraît être normal sont rares et difficiles à délimiter. C'est alors une roche grise, à mica noir abondant et bien aligné. L'examen microscopique montre les éléments ordinaires des gneiss, mais il est rare que dans ces gneiss, paraissant normaux, on ne voit pas quelques paillettes de mica blanc.

Entre cette roche à peine influencée par la granulite et le gneiss tellement transformé qu'on a beaucoup de peine à le distinguer d'une granulite franche, il y a tous les intermédiaires.

Naturellement, c'est au voisinage des massifs granulitiques que l'on observe ordinairement le phénomène de granulitisation des gneiss dans sa plus grande intensité. Sur certains points, éloignés de tout district éruptif connu, les gneiss se montrent aussi très métamorphisés. Cela tient probablement à l'existence de masses granulitiques situées à des profondeurs plus ou moins considérables.

Il y a, dans les tranchées du chemin de fer qui longe l'Allier, de belles coupes permettant de vérifier la brillante hypothèse de M. Michel Lévy sur le métamorphisme des gneiss par des injections de granulite.

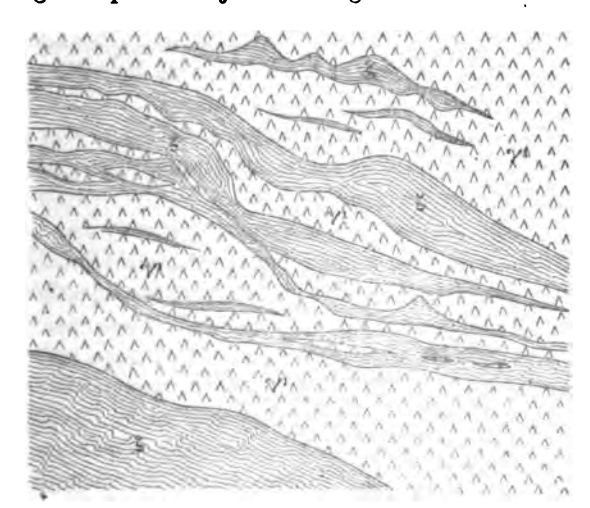


Fig. 4. — Injection de la granulite dans le gneiss.

Si l'on s'éloigne du massif de granulite de Chapeauroux en descendant le cours de l'Allier, on rencontre d'abord une variété du terrain que Tournaire désignait par le symbole *Gm*. Voici la définition qu'en a donnée ce géologue [1] :

[1] Tournaire, *Carte géologique de la Haute-Loire*. Légende explicative.

« Cette teinte (la teinte désignée par *Gm*) s'applique à des terrains de nature intermédiaire : granites rubanés (tantôt à deux micas, tantôt à mica noir seulement) ou roches de passage entre les granites et les gneiss ; mélanges ou enchevêtrements du granite et du gneiss, soit qu'une formation gneissique ait été traversée en divers sens par de très nombreux filons de granite, soit que le granite, épanché postérieurement, ait englobé beaucoup de débris de roches gneissiques ».

Dans la région qui m'occupe en ce moment, ce terrain est, en effet, constitué par de la granulite et du gneiss enchevêtrés de toutes les manières. La figure 4 est la reproduction d'un croquis que j'ai pris dans une tranchée, au sortir du tunnel de Crest, entre les stations de Chapeauroux et d'Alleyras. La granulite, à gros cristaux d'orthose et de mica blanc, se distingue nettement et de fort loin du gneiss très feuilleté, riche en mica noir. Les deux roches peuvent prédominer l'une sur l'autre à tel point que certaines tranchées sont constituées presque exclusivement par de la granulite traversée de quelques bandes de gneiss, tandis que d'autres tranchées ne laissent voir que quelques traînées de granulite au milieu d'une masse gneissique.

Dans toute cette zone, l'orientation et le plongement des gneiss m'ont paru n'avoir rien de fixe, la granulite les ayant bouleversés de toutes les manières. Souvent la roche est à peine métamorphisée comme dans l'exemple ci-dessus. La granulite a traversé la masse dans toutes les directions, sans faire subir au gneiss des changements appréciables. Au microscope, ces échantillons se présentent comme des gneiss normaux. On y voit cependant quelques paillettes de mica blanc ; la granulite n'a agi que par introduction des éléments les plus volatils. D'autres fois, dans cette première zone, le gneiss est très métamorphisé ; la granulite s'est injectée entre les feuillets de la roche primitive, amenant avec elle son cortège de minéraux accessoires.

Après avoir dépassé cette zone, l'on entre dans les gneiss plus ou moins granulitisés, mais ne montrant plus cet enchevêtrement, en grandes masses, de la roche stratifiée et de la roche éruptive.

Un gneiss granulitique est donc formé de deux parties : une partie ancienne et une partie injectée, d'apport secondaire. La classification des variétés de gneiss granulitiques peut être basée sur la nature de ces injections.

La variété la plus répandue dans la vallée de l'Allier est une roche feuilletée bien que résistante, à traînées anciennes contenant du mica noir alternant avec des traînées roses ou blanches de granulite à grain moyen. Celles-ci sont plus ou moins développées par rapport aux parties anciennes. La pénétration a été plus intime qu'on pourrait le supposer. Au microscope, l'on reconnaît assez facilement les minéraux respectifs de ces deux temps de formation de la roche, mais ces minéraux, loin d'être distribués régulièrement, ont subi une sorte de brassage qui a souvent rompu l'alignement et les rapports primitifs des éléments de la roche ancienne.

Je ne crois pas utile d'entrer dans la description de plaques minces.

Une autre variété de gneiss granulitique résulte d'injections de granulites à

gros éléments ou de pegmatites. Ces gneiss se rencontrent en divers endroits dans la vallée de l'Allier. Ils renferment de la tourmaline, du grenat et de grandes lamelles de mica blanc. Tantôt ils ne représentent qu'un accident au milieu de la variété ordinaire que je viens de décrire et, dans ce cas, on voit les lits de cette nature s'embrancher sur de véritables filons très minces, de directions différentes de celle des gneiss qu'ils traversent (environs d'Alleyras, etc.).

D'autres fois, ces gneiss à grands éléments se poursuivent sur des étendues assez considérables. Je signalerai un lambeau de ce genre près de La Chapelle Saint-Etienne, au fond de la vallée. Les hauteurs qui dominent Alleyras, sur la rive droite, autour du point 1061, sont également constituées par un beau gneiss, à très grandes lames de mica blanc.

Dans les tranchées du chemin de fer des environs de Fix, les gneiss se montrent aussi surchargés d'une pegmatite rose à gros cristaux de feldspath (orthose et oligoclase) avec quartz pegmatoïde. Ici la structure gneissique persiste à peine. La roche présente des nids de tourmaline et de mica blanc.

Une troisième variété de gneiss granulitique provient de l'injection d'une granulite à grains fins ou aplite. On rencontre cette variété, connue sous le nom de leptynite, sur plusieurs points, en lits de faible épaisseur, intercalés au milieu des variétés précédentes et plus spécialement au voisinage des micaschistes, notamment à Fix, au sud du Mont Briançon, etc.

Au microscope, ces roches apparaissent comme un mélange grenu d'oligoclase, d'orthose, parfois de microcline et de quartz. L'orthose et le microcline sont plus récents que l'oligoclase ; le quartz se présente à l'état granulitique et avec des contours arrondis. Le mica noir est rare, en bribes isolées. Le mica blanc n'est pas plus fréquent, mais il épigénise une partie des cristaux de feldspath. Parfois des amas de tous petits grenats sont disposés en traînées suivant la schistosité.

Enfin, toutes ces variétés se rencontrent aux environs de Fix, localité aussi intéressante pour le minéralogiste que pour le géologue. Le tunnel de Fix a été creusé dans les gneiss granulitiques ; on peut voir, dans le village même, de grands tas de cailloux provenant des déblais et offrant les échantillons les plus divers. Certains sont formés de feuillets alternatifs de mica noir et d'un magma de cristaux de feldspath et de quartz. Les feuillets de mica noir sont très continus, de faible épaisseur : ils sont plissés, contournés de toutes les façons et la roche se brise suivant ces plans de séparation. Cette roche granulitisée pourrait aussi bien être dénommée micaschiste que gneiss. Ailleurs, cette même roche, encore reconnaissable à son mica noir, est traversée, pénétrée, injectée, par de la granulite en filons ou en veines offrant toutes les variétés : pegmatites, granulites à grains moyens, aplites. Sur beaucoup de points, on ne distingue plus ni les éléments, ni la structure de la roche primitive. L'élément éruptif paraît seul exister. Beaucoup d'échantillons sont formés simplement par une association de feldspath et de quartz, aussi bien sous le mode pegmatoïde que sous le mode granulitique. Les feldspaths sont quelquefois tellement altérés et surchargés de produits micacés que la roche prend une teinte verdâtre.

Je dois signaler dans ces gneiss, principalement dans les variétés pegmatoïdes, la présence de beaux minéraux accessoires. C'est d'abord le grenat almandin qui se montre parfois très abondant, avec les formes b^1, a^2. Ces cristaux peuvent atteindre 6 à 8^{mm} de diamètre. Ils sont d'une belle limpidité et n'ont pas subi d'altération. La tourmaline est également assez fréquente, mais beaucoup moins que le grenat. Enfin, j'ai récolté un échantillon avec cordiérite verte.

Gneiss amphiboliques. — Les gneiss amphiboliques (*amphibolites* des auteurs, *syénites schisteuses* de Tournaire) se présentent fréquemment associés aux gneiss granulitiques. Ils sont très répandus sur les feuilles de Saint-Flour et de Brioude, où ils ont été soigneusement relevés par M. Fouqué. Ils occupent une zone ayant la forme d'une sorte d'U un peu contourné et accusant, sur les cartes à grande échelle, les directions générales des gneiss.

Cette zone confine, vers le nord, à la région que j'étudie, de sorte que les gneiss amphiboliques, a peu près inconnus dans les hautes vallées de l'Allier, commencent à paraître vers Chanteuges et sont très abondants aux environs de Langeac, Chilhac, Saint-Ilpize, Paulhaguet, etc., c'est-à-dire dans la partie de la vallée de l'Allier traversée par cette zone. J'ai donné ailleurs [1] la description de ces gneiss amphiboliques, qui forment des bancs ou des lits parfois très minces (de quelques millimètres), alternant avec des gneiss granulitiques et se poursuivant sur plusieurs centaines de mètres de longueur. J'ai montré que leur formule générale peut être exprimée de la manière suivante : [2]

$$\Gamma\delta - A_p\ F_{1-2}\ S\ G\ M\ P_4\ \mathit{P}_3\ A_3\ t_1\ \mathit{t}_2\ \mathit{o}_1\ q.$$

[1] *Bull. Société géologique de France*, 3e série, t. XIX, 1891.

[2] Je crois utile d'employer, pour résumer la composition minéralogique des roches, le mode de notations et de formules imaginé par M. Michel Lévy. Voici le tableau de ces notations :

NOTATIONS DES STRUCTURES

Γ GRANITOÏDE		𝔊 PORPHYRIQUE OU TRACHYTOÏDE	
ROCHES à excès de silice libre	ROCHES sans excès de silice	ROCHES à excès de silice libre	ROCHES sans excès de silice
α Granitique	δ Grenue	α Microgranitique	δ Grenue
β Granulitique	ω Ophitique	β Microgranulitique	ω Ophitique
γ Pegmatoïde		γ Micropegmatoïde	μ Microlitique
		φ Globulaire	ν Variolitique
		π Pétrosiliceuse	

NOTATIONS DES ÉLÉMENTS MINÉRALOGIQUES

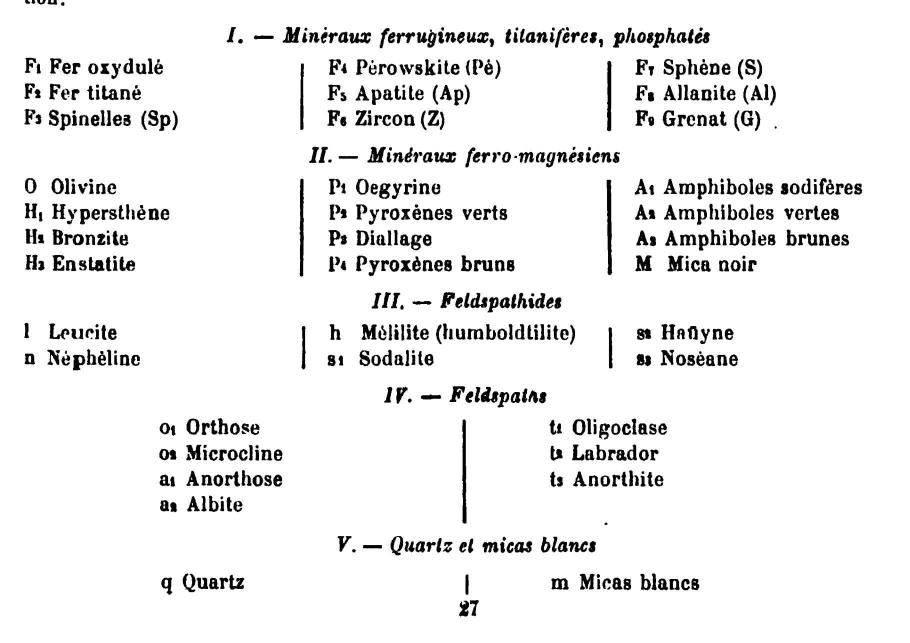
Les minéraux essentiels des roches sont énumérés dans l'ordre le plus habituel de leur consolidation ; ils sont notés autant que possible par la lettre qui commence leur nom,

Je ne connais pas d'échantillon renfermant à la fois tous ces minéraux. On peut établir, au contraire, plusieurs variétés : 1° *Gneiss amphiboliques proprement dits*, dépourvus de mica noir, de pyroxène et de grenat ; 2° *Gneiss amphiboliques à mica noir* ; 3° *Gneiss amphiboliques à grenat;* 4° *Gneiss amph boliques à pyroxène* et 5° *Gneiss amphibôliques à diallage.*

Niveau géologique des gneiss de l'Allier. — L'étude pétrographique des gneiss de l'Allier ne nous indique pas, à coup sûr, leur niveau stratigraphique. Le Service de la Carte géologique détaillée de la France divise les terrains primitifs en deux étages : l'étage des Gneiss (ξ^1) et l'étage des Micaschistes (ξ^2). Dans l'étage des gneiss, on peut rencontrer des micaschistes; par contre, il y a de véritables gneiss dans le ξ^2, soit que ces gneiss représentent des variétés de micaschistes exceptionnellement riches en feldspath, soit qu'ils proviennent de micaschistes ayant subi l'influence de la granulite et, dans ce dernier cas, la distinction est difficile.

On peut se demander si les roches que je viens de décrire n'appartiennent pas à l'étage des micaschistes. Un certain nombre de raisons me porteraient, sinon à les regarder comme telles, tout au moins à les considérer comme un terme de passage entre le ξ^1 et le ξ^2. J'invoquerai d'abord la présence des lits interstratifiés de gneiss amphiboliques. Les spécialistes les plus autorisés donnent à ces gneiss amphiboliques une valeur presque égale à celle d'un fossile et les rangent

majuscule pour les ferro-magnésiens, minuscule pour les feldspaths ; en romaine quand ils sont abondants, en italiques quand ils se font plus rares. Une barre horizontale supérieure indique les éléments de première consolidation ; une inférieure, ceux de seconde consolidation.



I. — Minéraux ferrugineux, titanifères, phosphatés

F_1 Fer oxydulé	F_4 Pérowskite (Pé)	F_7 Sphène (S)
F_2 Fer titané	F_5 Apatite (Ap)	F_8 Allanite (Al)
F_3 Spinelles (Sp)	F_6 Zircon (Z)	F_9 Grenat (G)

II. — Minéraux ferro-magnésiens

O Olivine	P_1 Oegyrine	A_1 Amphiboles sodifères
H_1 Hypersthène	P_2 Pyroxènes verts	A_2 Amphiboles vertes
H_2 Bronzite	P_3 Diallage	A_3 Amphiboles brunes
H_3 Enstatite	P_4 Pyroxènes bruns	M Mica noir

III. — Feldspathides

l Leucite	h Mélilite (humboldtilite)	s_3 Haüyne
n Néphéline	s_1 Sodalite	s_2 Noséane

IV. — Feldspaths

o_1 Orthose	t_1 Oligoclase
o_2 Microcline	t_2 Labrador
a_1 Anorthose	t_3 Anorthite
a_2 Albite	

V. — Quartz et micas blancs

q Quartz	m Micas blancs

au sommet du ζ^1 ou à la base du ζ^2. C'est l'avis de M. Fouqué. Le savant professeur du Collège de France a bien voulu me faire part de l'embarras qu'il avait éprouvé pour fixer la désignation des gneiss de la feuille de St-Flour, dont ceux que j'ai étudiés ne sont que le prolongement.

On peut aussi s'appuyer sur un caractère pratique signalé par M. Fouqué [1], pour distinguer les micaschistes granulitiques des gneiss ayant subi le même métamorphisme. Dans ces derniers, le mica noir est bien orienté, mais il est distribué dans toute l'épaisseur de la roche; il n'y a pas de continuité entre les diverses lamelles de ce minéral. Dans les micaschistes, au contraire, le mica est plus groupé, les petits lits sont continus malgré leur minceur; ils sont formés par des séries de lamelles disposées en rubans et traversant toute la préparation. D'après ce caractère, beaucoup d'échantillons de gneiss de la vallée de l'Allier pourraient être considérés comme des micaschistes.

De plus, si l'on examine, sur le terrain, des échantillons choisis parmi les gneiss les moins métamorphisés, on leur trouve un faciès plus voisin de celui des micaschistes que de celui des gneiss. La roche a des feuillets plus accentués, plus réguliers, plus riches en mica noir. J'ai déjà signalé, à ce point de vue, certaines variétés des environs de Fix. Enfin, il y a, au milieu des gneiss granulitiques de la vallée de l'Allier, de véritables micaschistes paraissant plutôt intercalés dans les gneiss que superposés à ces derniers.

2. — MICASCHISTES

Sur sa carte géologique, Tournaire a indiqué vaguement, au milieu des gneiss du nord-ouest de la Haute-Loire, deux grandes bandes de micaschistes. L'une de ces bandes traverse le territoire occupé par les communes de Saint-Julien-des-Chazes, Chanteuges, Vissac, St-Eble, Ste-Eugénie, Jax et se continue sur la feuille de Monistrol. Pour Tournaire, « l'abondance du mica et la structure feuilletée caractérisent le micaschiste ». Ce géologue déclare que la ligne séparant la région où domine le micaschiste de celle où domine le gneiss n'a pu être tracée qu'approximativement, parce que l'on rencontre toutes les transitions entre les deux roches et beaucoup de mélanges [2].

Il y a, en effet, de véritables micaschistes dans la région indiquée par Tournaire. On les voit notamment dans les ravins de Vissac, dans les tranchées de la voie ferrée près de Lachaud, au sud du mont Briançon, au village de Labesseyre, près de Ste-Eugénie-de-Villeneuve, etc. Dans ces diverses localités, le micaschiste est très feuilleté, souvent altéré, présentant de gros ganglions de quartz. Son orientation et son plongement sont ceux des gneiss voisins. Au sud du mont Briançon, sur la voie ferrée, à quelques mètres de ces micaschistes normaux, on voit des bancs de fins leptynites à mica blanc. A Labesseyre, les micaschistes, dirigés nord-sud, comme les gneiss voisins, sont à peu près ver-

[1] Cours de pétrographie du Collège de France, 1887.
[2] Tournaire, *Carte géol. de la Haute-Loire.* Légende explicative.

ticaux ou plongent fortement vers l'est. Ils paraissent s'enfoncer sous les gneiss des environs de Fix et occuper le centre d'un petit pli anticlinal dont j'ai parlé plus haut. La roche est grise, très feuilletée, riche en mica noir, peu résistante, parcourue de nombreuses veines de quartz se renflant parfois en volumineux ganglions. L'examen microscopique n'offre rien de particulier.

Il est difficile de séparer ces micaschistes des gneiss granulitiques, avec lesquels ils sont en concordance et au milieu desquels ils constituent des sortes de traînées. Ce sont plutôt des accidents qu'un niveau spécial. Ils viennent simplement à l'appui de la manière de voir que j'ai exprimée sur le niveau géologique des gneiss granulitiques de la vallée de l'Allier. Au total, nous sommes dans la partie supérieure de l'étage des gneiss ou à la base de l'étage des micaschistes. Il est impossible d'établir une limite précise entre ces deux étages. C'est l'opinion que paraît avoir adoptée M. Fouqué pour le tracé des contours de la feuille de Saint-Flour, où la bande de micaschistes de Tournaire n'a pas été conservée.

3. — GNEISS DU BASSIN DE LA LOIRE

J'ai déjà dit qu'à l'est de la ligne de faîte de la chaîne du Velay, presque tout le département de la Haute-Loire était formé par le granite. Au milieu de ce granite se trouvent de nombreux lambeaux de gneiss de toutes dimensions, ayant depuis quelques centimètres jusqu'à plusieurs centaines de mètres de long. On peut les considérer comme des enclaves sur lesquelles je reviendrai à propos du granite. Mais il existe des lambeaux beaucoup plus considérables, qu'on ne saurait regarder, je crois, comme des enclaves, et dont je dois dire quelques mots. Sur la carte de Tournaire, ces gneiss sont désignés par le symbole *Gm*, dont j'ai donné plus haut la définition. Mais ils sont loin d'avoir sur cette carte leur véritable extension.

Les contours de ces gneiss sont très difficiles à tracer parce que, le plus souvent, ils ne sont visibles que dans les vallées ou les ravins dominés par des hauteurs oligocènes ou volcaniques. Ils sont développés aux environs de Goudet, de Laussonne, de St-Julien-Chapteuil, de Montusclat, entre St-Vincent et Mézères, etc.

Ces gneiss témoignent d'un métamorphisme intense et de bouleversements considérables. Ils sont parcourus par des filons de granite et surtout de granulite. Ces filons sont tellement nombreux qu'ils forment comme un réseau irrégulier dans les mailles duquel se trouvent les gneiss. C'est un enchevêtrement trop compliqué et trop serré pour qu'il soit possible de le figurer ; sur mes minutes au 1/80,000, j'ai dû me borner à indiquer les filons les plus importants. Dans les tranchées, c'est un mélange ou plutôt un brassage des roches les plus diverses : gneiss feuilletés, gneiss granulitisés, granite à pinite, granulites diverses, pegmatites, aplites, à mica abondant ou dépourvus de mica. A de grands paquets de gneiss succèdent des paquets plus ou moins volumineux de granite ou de granulite. Quelquefois le trajet filonien des roches éruptives est facile à reconnaître, le plus souvent il est impossible de relever cette direction.

Il y a d'ailleurs, sur certains points, tous les passages du gneiss franc, à texture fine, à mica noir abondant et bien orienté à une sorte de gneiss granitoïde ou de granite gneissique et, par cette dernière roche, au granite. Ces termes de passage s'expliquent probablement par le phénomène de la *granitisation* des gneiss. Ces roches ayant également éprouvé l'influence de la granulite, elles sont à la fois granitisées et granulitisées.

Quand le lambeau est très considérable (plusieurs kilomètres), le centre est beaucoup moins bouleversé, les filons y sont beaucoup plus rares, surtout les filons granitiques, et les gneiss se présentent sur des étendues assez considérables avec une allure beaucoup plus tranquille.

Je signalerai quelques localités particulièrement favorables pour l'étude de ce terrain.

La nouvelle route de St-Front au Puy, creusée dans le flanc droit du ravin de l'Aubépin, montre de belles tranchées depuis le hameau appelé les Saniaux jusqu'au confluent du ruisseau et de la Gagne. Les gneiss y sont entremêlés de grands lopins de granite et coupés par de nombreux filons de granulite à grains moyens et d'aplite très pauvre en mica.

Dans les tranchées de la route du Puy à St-Julien Chapteuil, entre ce village et Noustoulet, la granulite domine sous toutes sortes d'aspects; la partie gneissique est extrêmement réduite.

La route de St-Julien Chapteuil à Fay-le-Froid donne également une belle coupe. En sortant de St-Julien, on marche d'abord sur le gneiss très mélangé de granite. Celui-ci devient de moins en moins fréquent, les lambeaux sont de moins en moins considérables. A partir du point 1052 jusqu'à La Pradette, où ils disparaissent sous les roches volcaniques, les gneiss sont très uniformes. Leur orientation oscille légèrement autour de la direction est-ouest. Ce sont des roches compactes, résistantes, à feuillets bien marqués, plissées, glanduleuses blanches ou roses, fortement granulitisées. Il y a beaucoup d'apatite en plages irrégulières, du mica noir très déchiqueté, de l'oligoclase ancien moulé par de l'orthose plus récent, du quartz et du mica blanc.

Le gneiss est coupé par des filons d'une belle granulite. Un petit massif de cette roche se voit entre Laprade et Chenalet. Il semble que les lambeaux de *Gm* de Tournaire soient souvent une zone intermédiaire entre des gneiss granulitiques ou de la granulite d'un côté et du granite commun de l'autre côté.

CHAPITRE II

ROCHES ÉRUPTIVES ANCIENNES

1. — GRANITE DE LA MARGERIDE OU GRANITE PORPHYROIDE.

La moitié septentrionale de la Margeride, à partir de la région limitrophe des trois départements du Cantal, de la Lozère et de la Haute-Loire jusqu'à la vallée de l'Allagnon, est formée par des gneiss et des micaschistes sensiblement de même nature que ceux de la vallée de l'Allier. La moitié méridionale est formée par du granite porphyroïde. Cette roche se continue, en outre, à l'ouest de la chaîne et occupe une grande étendue sur les feuilles de Mende et de Saint-Flour (Gévaudan).

Le granite de la Margeride forme le bord sud-ouest de la feuille du Puy et envoie deux apophyses qui s'enfoncent dans les gneiss et traversent la vallée de l'Allier. La première de ces apophyses est comprise dans un quadrilatère formé par les villages de Saint-Etienne-du-Vigan (feuille de Monistrol), Landos, Sant-Haon et Saint-Bonnet. La seconde coupe l'Allier entre Monistrol et Prades, pour aller se terminer, en forme de coin, à Sainte-Marie-des-Chazes.

Ce granite est une roche très uniforme et très belle, dont la description a été faite souvent et ne saurait m'arrêter longtemps. Elle est riche en apatite et en zircon inclus dans le mica noir ou dans les feldspaths. Le magma fondamental comprend du mica noir, très abondant, largement cistallisé ; des cristaux d'oligoclase ; des cristaux d'orthose ; enfin de belles plages de quartz granitique. Ces divers minéraux sont peu mélangés ; ils se groupent séparément, en plages particulières. Les plages de quartz sont parfaitement isolées. Dans ce magma sont plongés les gros cristaux d'orthose, d'un blanc nacré, qui donnent à la roche son cachet particulier. Ces cristaux, mâclés suivant la loi de Carlsbad, atteignent jusqu'à dix centimètres de long. Sur le terrain, ainsi que l'a déjà remarqué M. Fouqué, on les voit parfois s'aligner dans une même direction. La roche présente généralement quelques paillettes de mica blanc, au sein même du magma. En outre, ce minéral tapisse souvent, d'un fin enduit, les joints de la roche ou la surface des gros cristaux d'orthose.

Le granite porphyroïde renferme des massifs considérables de granulite. Il est coupé par des filons de la même roche. C'est à la granulite qu'il faut probablement attribuer la présence des enduits de mica blanc que je viens de signaler. Il a été également traversé par des filons de quartz, de microgranulites et de

porphyrites. Il renferme parfois des enclaves gneissiques ; plusieurs de ces enclaves ont des dimensions assez considérables. Aux environs de Monistrol, dans les tranchées du chemin de fer, on voit des paquets de 20 à 30 mètres de long d'un gneiss gris, feuilleté, normal, inclus dans le granite. Ailleurs, comme à Saint-Médard, les enclaves atteignent 200 à 300 mètres. Ces diverses localités sont d'ailleurs tout près de la limite du granite et du gneiss. Dans l'intérieur du massif, les enclaves sont absentes ou très rares.

Le granite porphyroïde donne aux formes topographiques des contours arrondis et une physionomie toute spéciale. La Margeride et le Gévaudan sont des pays pauvres et tristes. La roche se désagrège souvent et produit une arène grossière, avec de gros fragments d'orthose. Des blocs plus résistants forment des entassements pittoresques. Sur plusieurs points, des rochers branlants sont l'objet de superstitions populaires

2. — GRANITE DU VELAY OU GRANITE A PINITE.

L'assiette des terrains volcaniques du Mézenc et du Mégal est formée par un granite à grains moyens, que nous pouvons désigner sous le nom de granite du Velay, car il occupe les deux tiers de la feuille du Puy. Dans les parties les plus élevées, il affleure çà et là, sous la couverture éruptive et constitue le fond des ravins. Dans les altitudes moyennes, il forme des plateaux à surface inégale et ne supporte plus que des lambeaux oligocènes ou des témoins plus ou moins considérables de coulées volcaniques. Plus bas, dans le bassin du Puy et dans l'Emblavès, le terrain oligocène est plus développé ; le granite n'affleure que dans le fond de quelques vallées. Enfin cette roche constitue la moitié orientale de la chaîne du Velay, mais les coulées basaltiques le laissent rarement apercevoir. Ce grand massif granitique s'étend bien au-delà des limites de la feuille du Puy : il se continue dans l'Ardèche, sur les feuilles de Largentière et de Valence et il occupe la plus grande partie de la feuille de Monistrol.

Aux environs du Puy, il donne lieu à un accident orographique que j'ai déjà signalé. Un grand lambeau, limité par des failles post-oligocènes N.O.-S.E. sépare les deux contrées tertiaires du Puy et de l'Emblavès. Cette sorte de croupe allongée, dont l'altitude dépasse très souvent 900 mètres, est un pays pauvre, sauvage, couvert de forêts.

Composition minéralogique. — Le granite du Velay est variable d'aspect suivant les points où on l'étudie ; j'entrerai, tout à l'heure, dans quelques détails à cet égard. Mais sa composition minéralogique se montre assez uniforme quand on n'examine que des échantillons de granite franc. C'est une roche à grains moyens, où les trois éléments principaux, mica noir, feldspath et quartz sont distribués assez régulièrement, en cristaux bien calibrés. Il y a bien des points où les feldspaths deviennent plus volumineux, mais ce sont des points rares et très limités. Quand le granite est altéré, ce qui arrive fréquemment, il prend une couleur rouille et offre peu de résistance à l'écrasement. L'arène constitue un sol peu fertile appelé dans le pays *terre de varenne*.

Voici la description micrographique de cette roche, basée sur l'examen d'un assez grand nombre de sections minces de diverses localités.

L'*apatite* est fréquente, abondante même dans certaines préparations, non seulement en prismes allongés donnant des sections régulières, mais aussi en gros fragments (1 mm. 5) à contours irréguliers, crénelés, rappelant un peu la topaze.

Le *fer oxydulé*, absent dans certaines préparations, est fréquent dans d'autres ; ce minéral moule des sections hexagonales d'apatite (La Voûte-sur-Loire). Il en est de même du *fer titané*, du *leucoxène* et du *rutile*.

Le *zircon* est très répandu en petits critaux inclus dans le mica ou dans les feldspaths. Les échantillons de 1/4 de millim. sont assez nombreux en belles sections h^1 avec pointements a^1 (ou mb^1). Sur certains points, on voit de petits groupements de cristaux de zircon, d'apatite, de fer titané en partie transformé en sphène, enveloppés dans des fragments d'oligoclase, d'orthose et de quartz.

Le *mica noir*, toujours très abondant, n'est jamais orienté sur une grande étendue. Il est en belles lamelles plus ou moins déchiquetées, souvent transformées, sur les bords, en matières chloriteuses de faible biréfringence. Ailleurs, le mica noir est associé avec du mica blanc d'origine également secondaire.

Le feldspath d'ancienne consolidation le plus répandu est l'*oligoclase*, en cristaux nets ou en fragments irréguliers, généralement altérés et saupoudrés de points brillants de damourite. La structure zonée est fréquente. Les bandes hémitropes y sont parfois peu marquées, dissimulées par l'abondance des produits d'altération ; on a de la peine à les reconnaître.

L'*orthose*, qui existe en fragments anciens, se montre surtout en grandes plages ou en mâcles de Carlsbad englobant à la fois de l'orthose ancien, de l'oligoclase, du mica noir, etc. Cet orthose est moins altéré que les feldspaths primitifs. L'oligoclase de seconde consolidation est beaucoup plus rare. Je n'ai pas vu de microcline.

Le *quartz* est distribué en plages moins vastes, moins homogènes que dans le granite porphyroïde. Mais c'est encore du quartz granitique. On voit de beaux exemples de quartz pegmatoïde inclus dans l'orthose (Monastier).

Comme produits secondaires, il faut noter d'abord le *mica blanc*. Une partie s'est introduite après la consolidation du granite; on voit, à l'œil nu, ce mica blanc tapisser les fissures de la roche. Il semble que l'influence métamorphique de quelques filons de granulite se soit étendue fort loin. La muscovite se présente alors, soit en lamelles, soit en houppes radiées entre les minéraux essentiels. Dans d'autres cas, comme nous l'avons vu, le mica blanc provient d'une épigénie du mica noir. Enfin, j'ai déjà mentionné les altérations micacées des feldspaths.

Des chlorites peu biréfringentes, du groupe de la *pennine*, épigénisent le mica noir suivant des bandes parallèles à p; elles se présentent encore isolées, sous forme de fibres divergentes ou de sphérolites.

Le produit secondaire le plus important, qui caractérise, par son abon-

dance, le granite du Velay, est un minéral signalé depuis longtemps par les auteurs [1] sous le nom de *pinite*.

C'est une substance d'un vert foncé, à cassure cireuse, se présentant dans toutes les localités granitiques, soit en grains isolés, soit en noyaux pouvant atteindre plusieurs centimètres de diamètre et mélangés de quartz, de mica, de feldspath, ce qui les rend très friables. Ces noyaux donnent à la roche un aspect moucheté. Quand des surfaces granitiques restent longtemps exposées à l'air la pinite disparaît en laissant des vides (Serville près de Saint-Vincent, Durianne près du Monteil, etc). Si la pinite est particulièrement abondante, la roche est pauvre en mica et possède un cachet granulitique (granite rose de Saint-André près de Malrevert, Coraze près de Lantriac et un grand nombre d'autres localités). On observe tous les passages entre le granite à pinite et les véritables granulites renfermant ce même minéral.

La pinite est un produit d'altération de la cordiérite. Ce dernier minéral s'observe très rarement, à l'état frais, dans les granites ou les granulites de surface ; il est au contraire très répandu en cristaux transparents, parfaitement intacts, dans les enclaves volcaniques de ces mêmes roches. Il est donc probable que ce qui est pinite à l'extérieur est cordiérite à une certaine profondeur. Le plus souvent, la pinite est disposée en grandes plages irrégulières, moulant les feldspaths, à la manière de la cordiérite. Dans certains cas, assez rares d'ailleurs, elle présente encore les formes prismatiques de ce minéral.

En lames minces, la pinite est jaunâtre, jaune verdâtre ou jaune brun pâle, à peu près dépourvue de polychroïsme, peu réfringente, parcourue de fentes irrégulières ou grossièrement parallèles. Entre les nicols croisés, cette substance se comporte de diverses façons. Souvent la plus grande partie est isotrope ; le minéral a une apparence alvéolée, à mailles grossièrement quadrangulaires, le centre des mailles restant toujours éteint, tandis que les parties isotropes sont séparées par une substance serpentineuse, faiblement biréfringente. D'autres fois, ce sont des lamelles de mica qui dessinent le réseau. Ces lamelles sont vert jaunâtre, polychroïques ; elles appartiennent probablement au groupe phlogopite, à axes optiques intermédiaires entre les micas noirs et les micas blancs. Quand le réseau micacé est bien développé, le centre des mailles polarise lui-même faiblement et paraît constitué par une chlorite (pennine). Dans d'autres cas, tout le cristal est envahi par les produits micacés, se disposant, soit en écailles orientées dans tous les sens, soit en houppes radiées, soit en belles lamelles fibreuses disposées en paquets entrecroisés. Les sections voisines de *p* sont formées par des lamelles aplaties, froissées, aux extinctions ondoyantes. Lorsque la cordiérite se décompose, les substances micacées se développent suivant les clivages *p* et suivant les clivages perpendiculaires à *p*, d'où résulte cette disposition alvéolaire.

[1] Bertrand-Roux. Description géognostique des environs du Puy, p. 18.

L. Pascal. Etude géologique du Velay, p. 286. M. Pascal a fait du granite à pinite une espèce lithologique nouvelle, à laquelle il a donné le nom de *Bertrandite*, en l'honneur de Bertrand-Roux.

Certains minéraux abondent au milieu des plages de pinite. Ce sont : l'apatite en gros morceaux, le zircon, en cristaux atteignant des dimensions fort considérables et enfin le rutile.

Enclaves de gneiss et de micaschistes dans le granite. — Un autre caractère important du granite du Velay est sa richesse en enclaves de gneiss et de micaschistes. En signalant ces enclaves, Bertrand de Doue les a regardées comme contemporaines du granite[1]. Tournaire a admis la préexistence des parties englobées. Aujourd'hui, il est devenu inutile d'insister sur ce point. Les enclaves se voient partout dans les districts granitiques de la Haute-Loire. Elles sont abondantes même au centre de régions éloignées des massifs de gneiss. Il en est de quelques centimètres de diamètre. Beaucoup ont plusieurs centaines de mètres de longueur et, entre ces extrêmes, il y a tous les intermédiaires. Enfin, on passe de ces enclaves gigantesques aux grands lambeaux gneissiques que j'ai décrits en les supposant en place. La distinction entre ces deux catégories d'îlots gneissiques inclus dans le granite est bien difficile à établir.

Au centre du Velay, on peut étudier les enclaves dans les défilés de la Loire, entre Peyredeyre et La Voûte-sur-Loire. Certaines tranchées de la route et du chemin de fer, qui longent le fleuve, sont comme criblées de taches sombres ressortant sur le fond plus clair du granite. L'examen de ces localités intéressa vivement les membres de la Société géologique réunis au Puy, en 1869. Je signalerai également la route de Blavozy à Saint-Hostien, celle de Lantriac à Laussonne, les environs du Monastier, de Saint-Julien-Chapteuil, etc.

La forme des enclaves est très variable. Les unes sont arrondies ; on dirait des sections de cailloux roulés ; les autres sont anguleuses. Dans la partie occidentale du massif granitique, aux environs du Puy, elles sont le plus souvent comme découpées à l'emporte-pièce. Elles sont constituées par des gneiss plus ou moins résistants ou par des micaschistes qui s'effritent avec facilité. Les plans de schistosité sont orientés dans tous les sens sur une même tranchée ou sur un même escarpement. Le granite ne paraît pas leur avoir fait subir de changements. Pourtant, dans une même enclave d'une certaine étendue, l'on voit de nombreuses variétés mélangées sans aucun ordre apparent : gneiss gris, normaux, rubanés, avec toutes sortes de modifications allant vers un granite franc, ou un gneiss à grands cristaux de felspath et lames de mica noir. Les enclaves sont très souvent riches en pinite ; le granite voisin en est toujours abondamment pourvu.

Quand on quitte les environs du Puy pour aller vers les montagnes du Mézenc, le nombre des enclaves augmente singulièrement et leurs caractères se modifient. Les parties englobées perdent leur régularité ; elles se laissent parfois mal délimiter d'avec la roche encaissante ; la confusion commence à régner entre les deux parties ; en même temps, le granite perd son cachet normal pour prendre un faciès granulitique. Il se charge plus abondamment

[1] Loc. cit. p. 22.

de matières verdâtres que je considère comme des produits d'altération de la cordiérite. Il offre des parties dures et des parties extrêmement friables. Celles-ci,

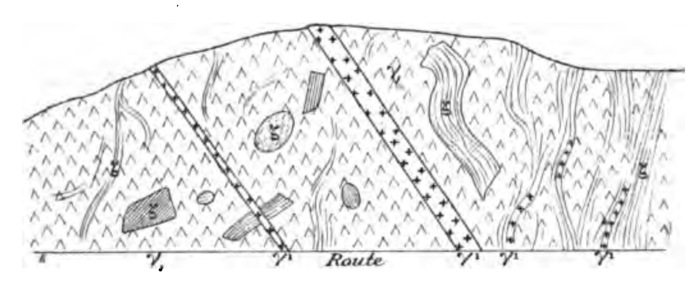


Fig. 5. — Tranchée de la route de Fay-le-Froid, près de Saint-Julien-Chapteuil.

en relation plus intime avec les enclaves, sont aussi les plus riches en pinite. Les enclaves sont constituées par des gneiss granitoïdes, des gneiss à cordiérite, peut-être de vrais granites, mais surtout par des micaschistes très variés, les uns étant presque exclusivement composés de mica, les autres en étant presque totalement dépourvus et ressemblant à de fins leptynites. On peut étudier cette disposition à l'est de Saint-Julien-Chapteuil (fig. 5), entre le Monastier et les Estables, etc.

Granite gneissique. — Si l'on va encore plus loin vers l'est, dans la région du Mézenc (Le Riou, hauts ravins de l'Ardèche), la confusion devient absolue et la roche se prête mal à une description. On voit rarement les enclaves gneissiques bien isolées au milieu du granite. Les parties granitiques et les parties gneissiques s'enchevêtrent, se mélangent, se fondent, pour ainsi dire, d'une manière si intime qu'on ne peut plus les délimiter. L'ensemble a une structure gneissique, plissée, contournée, tourmentée de toutes les façons. La roche est très riche en noyaux verdâtres de pinite. De petits filons ou des rubans de granulite pauvre en mica la traversent dans toutes les directions.

Ce granite se poursuit dans l'Ardèche avec les mêmes caractères. M. Fabre l'a désigné et figuré, dans sa carte géologique de la feuille de Largentière, sous le nom de granite gneissique (γ, ζ). D'après M. Fabre, les taches vertes sont formées par de l'amphibole. Je n'ai pas observé ce minéral dans les sections minces que j'ai étudiées.

Relativement à l'origine de ce terrain, le fait qu'il passe insensiblement à un granite riche en enclaves et au granite à peu près franc des environs du Puy autorise à penser qu'il résulte d'un brassage formidable des terrains primitifs par le granite, à une époque postérieure à celle des micaschistes. En outre, il paraît y avoir une telle corrélation, entre la richesse en enclaves du granite et sa richesse en dérivés de la cordiérite, qu'on peut voir là, non pas une coïncidence fortuite, mais une véritable relation de cause à effet. La plupart des enclaves gneissiques appartiennent probablement à des gneiss à cordiérite. Ce minéral a, pour ainsi dire, émigré dans le granite perturbateur ; ainsi s'expliquerait la plus grande abondance de la pinite dans les régions les plus métamorphisées

et les plus riches en enclaves. Je vois là un phénomène analogue à celui décrit par M. Termier [1] dans le massif du Pilat, où se trouve également un granite gneissique avec cordiérite intacte. Là, comme dans le Velay, les enclaves de micaschistes ne renferment aucun minéral pouvant être rapporté à la cordiérite ou à ses produits secondaires.

3. — GRANULITE.

Vallée de l'Allier. — La granulite est très répandue dans la vallée de l'Allier ; elle s'y présente en massifs irréguliers et en filons, aussi bien dans le granite que dans les gneiss. Les principaux massifs sont celui de Chapeauroux et celui de Charraix sur la feuille du Puy, celui de Grèses et les petits lambeaux des environs de Saugues, sur la feuille de Saint-Flour.

Les filons sont extrêmement nombreux dans les gneiss de la vallée de l'Allier, surtout dans ceux de la feuille de Brioude [2]. Sur la feuille du Puy, la granulite forme plutôt des traînées d'injection que des filons véritables. Sur beaucoup de points, les gneiss granulitiques sont tellement transformés qu'on ne reconnaît pas toujours la structure de la roche primitive et l'on pourrait, à bon droit, figurer, sur la carte, un massif de granulite.

Le massif de Bergougnoux, au nord de Saugues, allongé dans une direction N.N.E. est traversé par un gros filon de quartz, de direction N.N.O. Ce filon se renfle en fuseau au milieu du massif granulitique, comme s'il s'était nourri aux dépens de la granulite et, dans la zone de pénétration, il est parfois malaisé de distinguer les deux roches.

Je ne crois pas devoir m'étendre sur la description pétrographique de ces granulites qui sont les mêmes partout et qui répondent, ici comme ailleurs, à la formule générale :

$$\Gamma\ \alpha\beta\gamma - \overline{\mathrm{Ap\,Z\,M\ t_1\ \underline{o_1}\ q\ m}}$$

Nous trouvons, dans la région que j'étudie, toutes les variétés possibles comme texture et comme minéraux accessoires. Il y a des granulites à mica noir, à tourmaline, à grenat (beaux exemples à Fix, Alleyras, Frugières-le-Pin, etc.) Il y a des variétés compactes, peu micacées ou *aplites* et des variétés à grands éléments ou *pegmatites*.

Dans toutes les préparations que j'ai examinées, les granulites montrent deux temps de consolidation bien nets, même pour les feldspaths. L'oligoclase est presque toujours ancien ; l'orthose du second temps enveloppe à la fois des cristaux brisés d'oligoclase et des cristaux d'orthose ancien.

L'apatite m'a paru être beaucoup moins abondante dans les granulites que dans les granites. De plus, elle s'y présente en fragments arrondis.

Quand les filons de granulite coupent des gneiss amphiboliques, l'on observe

[1] Termier. *Bull. du Service...* N° 1, p. 8.
[2] Voyez Fouqué. *Carte géolog. au* 1/80 000°. Feuilles de Brioude et de Saint-Flour.

d'intéressants phénomènes d'endomorphisme. Le mica disparaît, tandis que se montrent l'amphibole, le sphène et que l'oligoclase devient le feldspath prédominant.

Bassin de la Loire. — Les granulites du bassin de la Loire vont nous présenter quelques particularités.

Je dirai d'abord quelques mots d'un faisceau de filons coupant le granite des communes de La Voûte sur-Loire, de Saint-Quintin-Chaspinhac et de Beaulieu. Ces filons sont orientés uniformément N. 20° O et se poursuivent parfois sur une grande longueur. Celui qui forme la butte de Pouzat atteint près de 4 kilomètres ; sa largeur au milieu est d'environ 100 mètres ; ses extrémités se terminent en fuseau. C'est le plus grand du groupe. Certains filonnets, très abondants dans les ravins escarpés qui dominent la Sumène, n'ont que quelques centimètres d'épaisseur avec une direction très rectiligne sur une longueur relativement considérable.

La roche de ces filons est activement exploitée à Peyredeyre pour l'empierrement des routes. Elle est très uniforme. C'est une granulite à grains moyens, bien calibrés, de couleur rose, à deux micas et montrant au microscope les effets d'actions mécaniques puissantes, d'un dynamo-métamorphisme beaucoup plus intense que dans la granulite des massifs. Les deux temps de consolidation sont aussi nets que possible. L'oligoclâse, qui paraît appartenir exclusivement au premier temps, est comme émietté au sein des cristaux d'orthose du second temps. Une autre particularité à signaler est la présence d'un minéral que je crois être de la topaze.

Ce minéral est en plages très irrégulières, déchiquetées, transparentes, parcourues de fentes irrégulières, avec inclusions à bulle mobile et d'une réfringence voisine de celle de l'apatite. Les sections qui restent toujours éteintes donnent, en lumière convergente, le signe + et une grande valeur pour 2 V. Seule, la valeur de la biréfringence paraît être plus faible que celle donnée dans les livres de minéralogie.

Une autre variété très intéressante de granulite forme un petit massif au sud-ouest de Laussonne. Ici, c'est une roche à grains fins, à peu près dépourvue de mica d'une nature quelconque. Lorsqu'il y a du mica blanc, il se présente en petits nids ou amas d'origine secondaire. Par contre, cette granulite est très riche en pinite. Ce minéral s'y montre quelquefois en prismes parfaitement nets. Il est surtout abondant en petits amas ou noyaux donnant à la roche un aspect moucheté et la faisant ressembler à certaines granulites où la tourmaline affecte cette disposition. Quant aux caractères de la pinite, ils sont absolument les mêmes que ceux de la pinite des granites. On voit la transformation de la cordiérite (que je n'ai pas observée intacte) en produits micacés, et les noyaux de mica blanc, que présente parfois la granulite, doivent avoir cette origine. Le fait à retenir c'est l'absence, dans cette roche à pinite, des micas en grandes lamelles.

La plupart des filons de granulite, qui s'observent dans le granite gneissique,

présentent également ce caractère, d'être très pauvres en mica et très riches en pinite. Ces filons, j'ai eu l'occasion de le dire, sont assez nombreux dans le granite de la vallée de la Loire, mais ils sont rarement bien délimités; ils s'embranchent, se faufilent dans les joints du granite gneissique. Lorsque cette dernière roche est coupée très franchement, le filon est formé par une granulite ordinaire à deux micas.

La pinite se montre en prismes dans ces filons (tunnel de Durianne, au nord de Chadrac; les Barthes, à l'est de Rozières; ravins entre Lantriac et Laussonne, etc).

Aux environs de Saint-Julien-Chapteuil, le granite gneissique est très riche en roches granulitiques offrant toutes sortes de textures; la plupart sont à grains fins, très quartzeuses. Certaines offrent un passage très net vers les microgranulites. Parmi les cristaux de première consolidation, l'on remarque de beaux quartz bipyramidés et de belles mâcles de Carlsbad d'orthose; le quartz secondaire affecte, sur certains points de la préparation, une structure microgranulitique, sans aucune trace de matière vitreuse.

J'y ai trouvé une variété manganésifère d'épidote, la *piémontite*. Ce minéral se présente en petite plages très déchiquetées, formées de petits prismes accolés les uns aux autres, comme dans le porphyre rouge antique et non en masses radiées (*Withamite*), comme dans les porphyrites labradoriques de Glencoe, en Ecosse, où M. Lacroix l'a décrit [1]. La piémontite de Saint-Julien-Chapteuil offre tous les caractères donnés par M. Lacroix, notamment un polychroïsme intense, rouge suivant n_g, améthyste suivant n_m et jaune pâle suivant n_p.

J'ai parlé, à propos des gneiss, des effets de métamorphisme produits par la granulite. Je n'y reviendrai pas ici.

4. — PORPHYRES.

Définitions. — On peut réunir, sous l'ancienne dénomination de *porphyres*, une famille naturelle de roches acides, à silice libre, caractérisées par la présence de grands cristaux anciens, quartz, feldspath, mica, etc., au milieu d'un magma paraissant homogène à l'œil nu.

Au microscope, ce magma de seconde consolidation présente des différences considérables, d'après lesquelles M. Michel Lévy [2] a établi diverses sortes de porphyres.

Dans un premier cas, la pâte est entièrement composée d'éléments cristallins. Si ces éléments, feldspath et quartz, sont disposés sans ordre régulier, offrant une structure grenue, granulitique, la roche est une *microgranulite*. Si les deux éléments ont cristallisé simultanément et sont orientés suivant le mode pegmatoïde, la roche est une *micropegmatite*. Souvent des plages de micropegmatite, en forme de secteurs, se groupent, soit autour d'un point, soit autour d'un cristal

[1] *Bull. Soc. minéralog. de France*, 1877.

[2] *Ann. des Mines*, VIII, 1875; *Bull. Soc. géol. de France*, 3e S. t. III. p. 119; idem 3e série, t. V, p. 140; Structures et classifications des roches éruptives, p. 14 et suiv, etc.

ancien de quartz et de feldspath pour former des *étoilements*. L'orientation cristallographique des éléments de la micropegmatite est déterminée par l'orientatation du cristal ancien.

Dans un second cas, la pâte est vitreuse en plus ou moins grande partie, accusant une structure fluidale plus ou moins nette. On y voit des traînées d'une substance brune, granuleuse, d'aspect concrétionné, exerçant, comme l'a montré M. Michel Lévy, une faible action sur la lumière polarisée. C'est le *pétrosilex* des auteurs français, qui regardent cette substance comme « un magma en partie amorphe, imprégné de silice déjà individualisée à l'état d'opale ou de calcédoine » [1]. C'est le *microfelsite* des auteurs allemands, qui y voient un minéral particulier, indépendant du quartz et du feldspath.

Dans ce magma pétrosiliceux, la silice a cristallisé de plusieurs manières. Tantôt, elle se présente sous forme de grains quartzeux arrondis ou irréguliers, formant de petites plages spongieuses, vésiculaires, à contours peu nets, se fondant avec la matière ambiante. Ces globules forment aussi des sortes de sphérolites à extinction totale. Ils viennent souvent s'accoler sur les bords d'un cristal ancien, auquel ils forment une auréole et dont ils prennent exactement l'orientation optique (quartz auréolés). Ces diverses dispositions caractérisent les *porphyres* à *quartz globulaire*.

D'autres fois, dans une pâte vitreuse beaucoup plus abondante, à structure fluidale plus accusée, au milieu des traînées pétrosiliceuses, se trouvent des sphérolites ayant une structure radiée et concrétionnée et présentant la croix noire. Les uns sont positifs, les autres négatifs. Ces éléments caractérisent les *porphyres pétrosiliceux* dont les *pechsteins* ne sont que des variétés très vitreuses.

Comme toutes les classifications, celle-ci n'a rien d'absolu. M. Michel Lévy a dit lui-même « qu'il y avait une gradation insensible et tous les passages entre les pechsteins, roches vitreuses par excellence, et les granites entièrement cristallisés ».

Elle se retrouve, cachée sous des noms différents, dans les auteurs allemands [2], qui désignent l'ensemble des porphyres sous le nom de *quartzporphyres* comprenant les *microgranites* (microgranulites), les *granophyres* (principalement les micropegmatites et quelques variétés à quartz globulaire) et les *felsophyres* (porphyres à quartz globulaire et porphyres pétrosiliceux).

Dans le Velay, les porphyres ne jouent pas un rôle très considérable. Ils ne se trouvent qu'en filons coupant le granite, au N.E. d'Yssingeaux, sur la limite de la feuille du Puy et de Monistrol et dans les montagnes de la Margeride, sur les feuilles de Saint-Flour, du Puy, de Mende et de Largentière.

Aux environs d'Yssingeaux, les filons de porphyre sont orientés à peu près comme les filons de granulite. Leur direction oscille autour de N.O. Aux environs d'Allègre, quelques filons sont sensiblement nord-sud. Dans la Mar-

[1] Michel Lévy, Struct. et classif. des roches, p. 17.

[2] Voy. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine, 2e édit. 1887.

geride, la direction est assez variable. Sur la feuille de Saint-Flour, c'est-à dire dans la partie moyenne de la chaîne, la plupart des filons sont N.N.E. Quelques-uns seulement sont N.N.O. ou N.O. C'est aussi la direction des nombreux dykes du coin N.O. de la feuille de Largentière.

Les filons de porphyres sont généralement très minces et se poursuivent sur de grandes longueurs. Aux environs de Paulhac et de Saint Paul-le-Froid, ils se dilatent et atteignent plusieurs centaines de mètres de largeur.

Toutes les variétés que j'ai énumérées tout à l'heure se rencontrent dans la Margeride et aussi tous les passages entre ces variétés.

Microgranulites et micropegmatites. — Les microgranulites franches ne sont pas communes. Le type est pourtant bien caractérisé à L'Hospitalet, près de Ronzière. Les grands cristaux, quartz bipyramidé, mica noir, orthose, oligoclase sont noyés dans un magma granulitique extrêmement net.

Ordinairement, les microgranulites passent aux micropegmatites. Celles-ci sont très abondantes (Paulhac, Lajo, L'Hospitalet, etc). Elles présentent de beaux exemples d'étoilements. Les minéraux du premier temps sont toujours les mêmes : le quartz bipyramidé, corrodé, avec des golfes profonds, l'orthose avec microperthite, l'oligoclase ordinairement saupoudré de damourite. Le mica est le plus souvent vert, polychroïque, riche en inclusions assez volumineuses d'anatase. Le second temps présente tous les passages entre la structure microgranulitique et micropegmatoïde d'un côté, et entre celle-ci et la structure globulaire de l'autre. Dans les porphyres à quartz globulaire, on voit souvent (Lajo, etc) tous les passages entre les étoilements et les sphérolites à extinction totale, dans lesquels on observe, aux forts grossissements, une vague structure pegmatoïde.

Porphyres à quartz globulaire et porphyres pétrosiliceux. — Des exemples très nets de porphyres à quartz globulaire s'observent à l'Hospitalet près de Ronzière. On y trouve de beaux quartz auréolés. A Lajo, le quartz présente les formes spongieuses caractéristiques.

Dans d'autres gisements, la matière vitreuse devient plus abondante et l'on passe aux porphyres pétrosiliceux. Cette dernière variété est la plus rare, dans la région qui m'occupe. On ne la rencontre guère qu'à Auvers, près de Nozeyrolles, où elle forme un filon mince, très rectiligne, de trois ou quatre kilomètres de longueur.

Le magma du second temps est très uniforme. C'est une substance isotrope, dans laquelle sont distribuées, très régulièrement et dans deux directions rectangulaires, des paillettes de damourite. M. Le Verrier a appelé l'attention sur cette disposition [1]. Pour ce géologue, la damourite serait de seconde consolidation : elle se serait formée à la fin de la période de solidification de la roche et aurait tapissé les fentes de retrait. Dans le cas actuel, je préfère croire que la

[1] *Bulletin des Services de la Carte...*, N° 15, p. 51.

damourite est un produit d'altération né aux dépens d'une matière vitreuse homogène.

Avec ce mica, le magma de second temps renferme aussi des chlorites de faible biréfringence et de petites concrétions quartzeuses. On n'y observe pas de sphérolites pétrosiliceux.

L'aspect et la structure des porphyres à quartz globulaire peut varier sensiblement au centre et sur les bords des filons. A Labrosse, près de Tence, à l'est d'Yssingeaux, se trouve un filon de phorphyre exploité pour l'entretien des

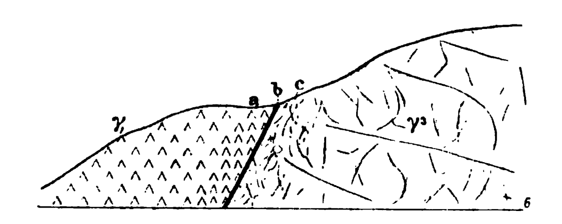


Fig. 6. — Salbande d'un filon de porphyre à Labrosse.

routes (fig. 6). Large de 5 mètres, sa longueur est d'environ un kilomètre et demi. Le porphyre ($γ^3$) se divise en gros prismes irréguliers, perpendiculaires aux plans des salbandes. Au bord, la roche est compacte, de couleur plus foncée (*c*) ; elle est séparée du granite effrité, qui forme salbande (*a*) et qui n'a subi aucune autre altération, par un mince filet d'argile noire (*b*).

Au microscope, la roche de la partie centrale du filon se présente comme un beau porphyre à quartz globulaire, avec des quartz auréolés et des paillettes de mica noir disposées en quadrillage ; cette fois celles-ci pourraient bien dater, comme le veut M. Le Verrier, de la consolidation de la roche. Je signalerai plus loin une disposition analogue dans des labradorites tertiaires du massif du Mézenc.

La partie périphérique, plus compacte, de couleur noirâtre, est aussi plus vitreuse. Les éléments de première consolidation sont plus petits. Le quartz n'est plus auréolé. Il y a des plages de ce minéral qui sont irrégulières et d'apparence secondaire. Le second temps est formé par du quartz globulaire, des microlites de feldspath et des microlites de mica noir, de très petite taille nageant dans la matière vitreuse.

Microgranulites à amphibole et à pyroxène.— Enfin, je dois dire quelques mots de certaines roches, se rattachant encore aux porphyres par l'abondance du quartz dans le magma fondamental, mais ayant des affinités non moins marquées avec les roches intermédiaires, kersantites et porphyrites, dont je parlerai tout à l'heure. Il s'agit des *microgranulites à amphibole et à pyroxène.*

A La Roche, au sud-est de Lajo, se trouve un filon de microgranulite à amphibole. Les cristaux de première consolidation sont : amphibole brune en belles sections perdant souvant toute coloration et tout polychroïsme, en gardant la même biréfringence et le même angle d'extinction ; mica noir très alté-

ré, transformé surtout en pennine; orthose et oligoclase altérés.Les feldspaths sont allongés et non en plages : c'est une disposition qui rappelle plutôt les roches formant le passage entre les kersantites et les porphyrites. Le magma du second temps comprend du quartz granulitique ou pegmatoïde et de la matière vitreuse. dans laquelle se sont développés une foule de produits secondaires : leucoxène, épidote, calcite.

Rouveyret, à l'ouest de Malzieu et La Vialette, à l'ouest de Lajo, offrent des porphyres à pyroxène L'augite y est incolore, en cristaux peu volumineux, quelquefois groupés en amas et presque toujours mâclés. C'est un faciès très voisin de celui des cristaux d'augite des gneiss amphiboliques de la même région. Il y a quelques rares cristaux d'amphibole brune. Les feldspaths, très altérés, ont des formes allongées, microlitiques. Leur altération ne permet pas toujours de les déterminer sûrement. La plupart m'ont paru être des cristaux d'orthose mâclés suivant la loi de Carlsbad. La roche offrirait donc un passage très net aux orthophyres.Les vides,entre ces cristaux de première consolidation, sont remplis par des grains de quartz anguleux, avec des formes graphiques ; par des chlorites de faible biréfringence, renfermant un produit jaunâtre, polychroïque, très biréfringent, qui est du rutile; par du leucoxène et de l'épidote.

5. — KERSANTITES.

Certaines microgranulites à amphibole, notamment celle de La Roche, dont je viens de parler, pourraient également être appelées kersantites quartzifères. Mais il existe des types beaucoup plus nets, à structure granitoïde beaucoup plus franche, sans aucune trace de matière vitreuse. Telle est la roche qui coupe le granite et la granulite à Chambelève près de Charraix et que Tournaire a désignée sous le nom de *minette.*

Elle est formée par une association de cristaux d'amphibole verte, de mica noir,d'orthose, d'oligoclase, de plages de micropegmatite et de quartz.Tous ces minéraux sont très peu altérés. Le feldspath oligoclase domine de beaucoup sur l'orthose. Il est possible qu'il y ait quelques cristaux de labrador. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon en beaux cristaux, le fer oxydulé, le fer titané avec du leucoxène, le sphène, le rutile (dans les micas) et l'allanite.

Ce dernier minéral est assez répandu dans la roche. Il y a de belles sections p de $0^{mm}36$ de longueur, formées par les faces $m\,m\,h^1$, avec zones d'accroissement très régulières et perpendiculaires à un axe optique. Ces sections sont jaune clair suivant l'allongement, c'est-à-dire suivant la trace de h^1 et brun clair suivant la trace de g^1. A leur contact, le mica noir présente des auréoles polychroïques extrêmement intenses. Il en est de même pour l'amphibole.

La formule de cette belle roche est la suivante :

$$\Gamma\alpha - \overline{\mathrm{Ap\ Z\ F_{1-2}\ S\ Al\ M\ A_2\ t_1}}\ \underline{\mathrm{o_1\ q}}$$

Je pourrais signaler d'autres exemples de kersantites quartzifères. Ils se-

raient, de beaucoup, moins nets que le précédent. La disposition allongée des cristaux de feldspath, rappelant la disposition entrecroisée des microlites de porphyrites, les rapprocheraient plutôt de ces dernières roches.

6. — ORTHOPHYRES ET PORPHYRITES.

Les pétrographes français donnent le nom d'*orthophyres* aux roches éruptives anciennes, à structure microlitique, où les microlites sont formés par de l'orthose, et le nom générique de *porphyrites* à ces mêmes roches, quand les microlites sont constitués par un feldspath plagioclase. Les orthophyres représentent donc le faciès trachytoïde de la famille des syénites, tandis que les porphyrites correspondent aux kersantites, diorites, diabases et gabbros. Les orthophyres sont analogues aux trachytes des séries éruptives récentes et les porphyrites aux andésites et aux labradorites. Il est aujourd'hui parfaitement démontré que le mode d'éruptivité volcanique est loin de caractériser les dernières périodes géologiques; de tout temps, il y a eu de véritables volcans, qui ont produit des phénomènes tout à fait identiques aux volcans tertiaires ou actuels. D'un autre côté, certaines de ces roches anciennes sont tellement semblables à des roches volcaniques modernes que le pétrographe le plus habile serait incapable de les distinguer de celles-ci, même avec le secours des moyens d'investigation que la science possède aujourd'hui. Aussi serait-il peut-être avantageux d'unifier définitivement la nomenclature et de ne plus employer des mots différents pour désigner une seule et même roche. D'un autre côté, il est incontestable que ces trachytes, ou ces andésites, ou ces labradorites anciens possèdent, en général, dans leur aspect physique et dans leur composition minéralogique, un cachet particulier qui légitime, jusqu'à un certain point, des dénominations particulières. Mais il est bon d'ajouter que ce cachet particulier paraît dû, au moins en très grande partie, aux actions secondaires et ne saurait, par suite, avoir une très grande importance dans une classification rationnelle des roches.

Les filons d'orthophyres et de porphyrites présentent un beau développement dans la Margeride, vers la zone d'intersection des feuilles de Saint-Flour, du Puy, de Mende et de l'Argentière, c'est-à-dire dans la région où nous avons déjà constaté la présence de nombreux filons de porphyre. Je signalerai surtout les environs de Grandrieu [1] et de Lajo. Ces filons sont très remarquables par leur faible largeur, ne dépassant guère cinq mètres et contrastant avec leur longueur, qui peut atteindre 4 ou 5 kilomètres. Leur direction est sensiblement N.O.-S.E. La roche est rarement intacte ; le plus souvent elle est profondément altérée ; il arrive même que son ancienne existence ne se traduit plus que par la présence d'une argile jaunâtre.

Je n'insisterai pas beaucoup sur la description pétrographique de la plupart

[1] Voy. *Carte géologique de France*. Feuille de Largentière, par M. Fabre.

de ces roches, car elles ressemblent tout à fait aux porphyrites d'autres régions déjà décrites par d'habiles pétrographes [1].

Les roches des environs de Lajo offrent toutes les transitions entre les microgranulites à pyroxène et les kersantites quartzifères, d'un côté, et les véritables porphyrites de l'autre. La structure grenue des premières se transforme peu à peu en une véritable structure microlitique. Dans certaines de ces roches, l'orthose paraît être le feldspath dominant ; ce sont des orthophyres. Dans d'autres, c'est l'oligoclase qui est le plus répandu et l'on a affaire à des porphyrites andésitiques. Celles-ci peuvent se diviser, d'une manière générale, en porphyrites proprement dites, sans élément noir de seconde consolidation, en porphyrites micacées, porphyrites amphiboliques et porphyrites augitiques. Le type porphyrites proprement dites paraît dominer dans la région que j'ai étudiée.

La porphyrite de La Bataille (à l'O. de Grandrieu) ne montre pas d'éléments noirs. Ceux-ci ont été transformés complètement en pennine soulignée par des traînées ferrugineuses opaques. Les grands cristaux sont uniquement formés par de l'oligoclase ; le second temps est constitué par un feutrage de longs microlites d'oligoclase, entre lesquels se trouvent des produits secondaires divers : quartz, chlorites, leucoxène.

Une roche de L'Hospitalet ressemble beaucoup à celle de La Bataille. Aux produits secondaires énumérés ci-dessus s'ajoutent ici la calcite et la pyrite.

A Lajo se trouve un filon de porphyrite andésitique à pyroxène. Elle ne diffère des précédentes que par la présence de cristaux d'augite fort irréguliers, en fragments émiettés. La matière vitreuse est abondante et renferme, outre les produits secondaires habituels, des grains d'épidote.

Je n'ai pas trouvé de porphyrites micacées du type du Morvan, mais je puis affirmer l'existence de ces roches dans la contrée en me basant sur certaines préparations que M. Michel-Lévy a bien voulu me confier et qui proviennent d'endroits peu éloignés de la région que j'ai visitée. D'ailleurs nous verrons tout à l'heure une porphyrite labradorique à microlites de mica noir.

Le filon de Montagnac (commune de La Panouze) est constitué par une porphyrite andésitique amphibolique. C'est un feutrage de longs microlites d'oligoclase et de longs microlites mâclés d'amphibole. Au centre l'amphibole est brune, polychroïque ; sur les bords, elle se décolore et se transforme finalement en pennine. Les produits secondaires sont : le quartz grenu et de corrosion, la chlorite et l'épidote ; celle-ci est très répandue, soit en grains isolés, soit en grains groupés en plages irrégulières, soit enfin en cristaux très nets coupés suivant g^1 et offrant les traces p et h^1.

A Estival, près de Langeac, se trouve un filon de porphyrite altérée dont il est difficile de préciser la véritable nature.

Je signalerai, en terminant, la présence, à L'Hospitalet, d'une porphyrite labradorique extrêmement intéressante par la ressemblance étroite qu'elle pré-

[1] Voy. surtout : Michel Lévy, Note sur les porphyrites du Morvan, *Bull. Soc. géol.* 3me S. t. VII, p. 873 ; — du Beaujolais, *id.* t. XI, p. 273.

sente avec les labradorites tertiaires. Si cette roche était recueillie dans un district volcanique, on n'hésiterait pas à la rapporter à une éruption récente.

Sa formule est :

$$\mathfrak{C}\mu - \overline{F_{1-2}\,O\,P_4}\,\underline{t_2\,M}$$

Le premier temps de consolidation est réduit au fer oxydulé et à quelques rares petits cristaux d'augite. Des sections remplies de calcite rappellent les sections d'augite et aussi de l'olivine. Je ne doute pas que ce minéral n'ait existé autrefois, en petite quantité d'ailleurs, dans la roche. Le second temps est formé par des microlites de labrador, parfaitement intacts, de grandeur moyenne et présentant, non plus l'aspect enchevêtré caractéristique des roches précédentes, mais une véritable structure fluidale. Il n'y a pas de microlites d'augite. Ils ont peut-être disparu ; en tous cas ils n'ont jamais été nombreux. Entre les microlites de feldspath se trouvent des microlites de mica noir très polychroïques, allongés suivant *p*. Nous retrouverons ces mêmes microlites dans les basaltes les plus anciens de la série éruptive tertiaire du Velay. Enfin, comme dans les roches volcaniques actuelles ou récentes. la porphyrite de L'Hospitalet renferme des enclaves de quartz arraché entourées d'une auréole de calcite. Dans les roches modernes, ce sont des microlites d'augite qui entourent ces quartz étrangers, ce qui me porte à croire qu'une certaine partie de la calcite renfermée dans cette roche peut provenir de l'altération des microlites d'augite.

D'après tout ce que je viens de dire, il est permis de penser que cette région de la Margeride a été, pendant l'époque primaire, une véritable région volcanique.Les érosions formidables, qui ont eu lieu depuis, ont enlevé, non seulement les déjections superficielles, mais aussi une bonne partie du substratum primitif; seules, les anciennes fractures remplies par les laves restent encore visibles et constituent ces filons. Lorsque les produits volcaniques de l'époque tertiaire auront été abrasés à leur tour, l'ancienne existence de ces puissants massifs ne se traduira plus que par des vestiges du même ordre.

7. — SERPENTINES.

Le Velay renferme d'assez nombreux gisements de serpentines dans les gneiss. Je ne connais de cas authentique de serpentine dans le granite que le gisement des Lardons, à l'est du département de la Haute-Loire, près de Montfaucon. Parmi les localités où la serpentine se montre dans les gneiss, je citerai Sainte-Ilpize, Salzuit, Saint-Projet, etc. Quand on peut se rendre compte exactement de ses rapports, on la voit sous forme de traînées assez épaisses, disposées parallèlement aux gneiss plutôt qu'en filons véritables. C'est ainsi qu'elle se présente à Pavillon près de Nozeirolles (fig. 7). A Salzuit, d'après une communication verbale de M. Fouqué, la serpentine forme une bande de 5 mètres d'é-

paisseur qui se poursuit, parallèlement aux gneiss, sur 300 mètres de longueur.

Enfin, je dois noter un autre mode de gisement aussi intéressant qu'anormal. Depuis longtemps, Dorlhac [1] a signalé, près de Lempdes, des blocs de serpentine enclavés dans le gneiss. M. Fouqué a observé un fait analogue à La Voûte-Chilhac.

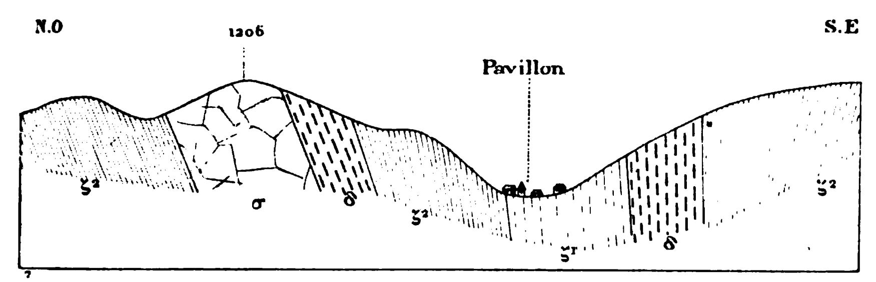
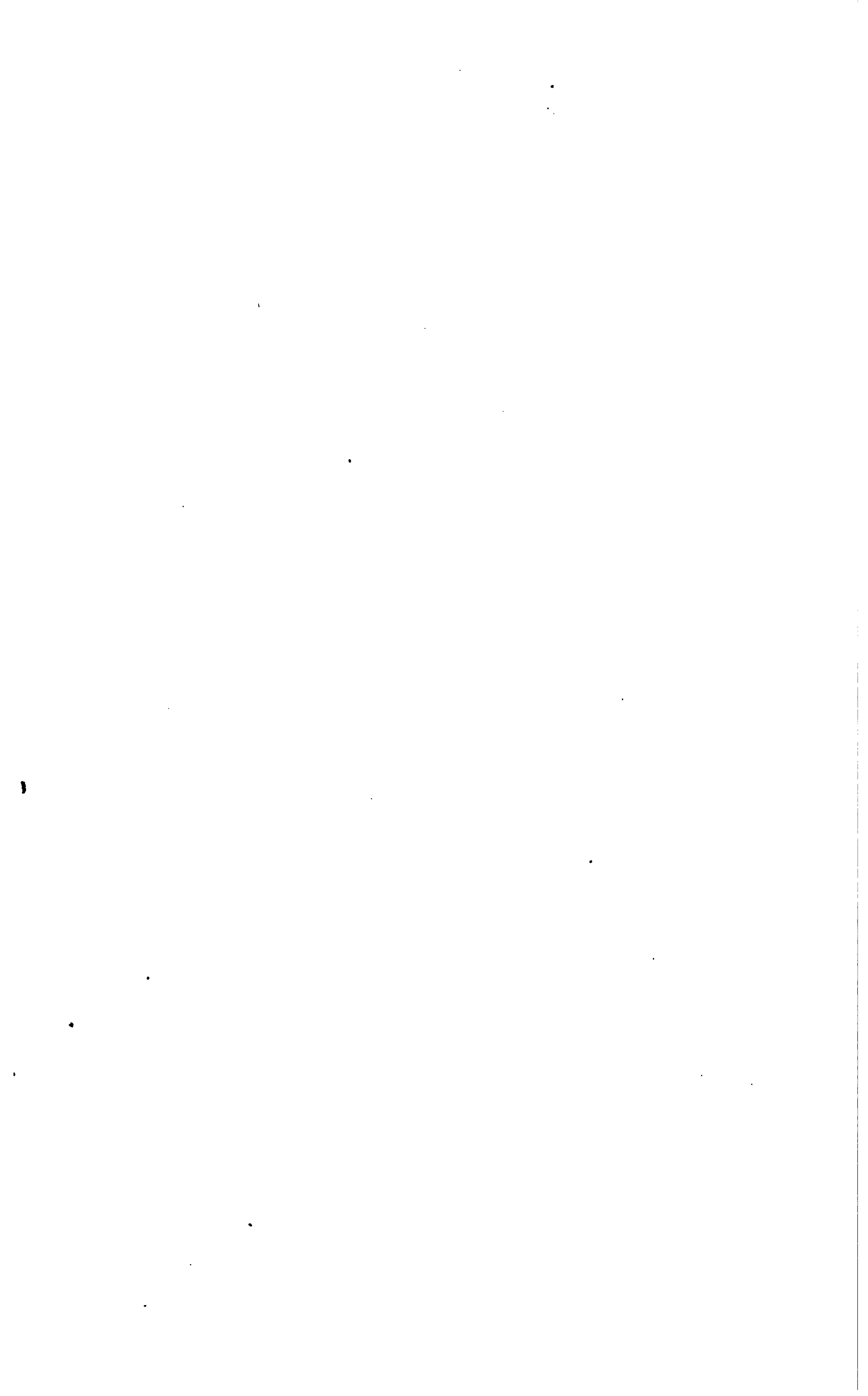


Fig. 7. — Coupe communiquée à l'auteur par M Fouqué, ζ^1, gneiss ; ζ^2, micaschistes ; δ, amphibolites ; σ, serpentine.

J'ai publié [2] quelques descriptions de plaques minces empruntées à diverses serpentines de la vallée de l'Allier et j'ai montré que ces roches, où l'olivine existe toujours en quantité plus ou moins considérable, doivent être considérées comme les produits de l'altération de diverses variétés de péridotites. J'ai exposé les raisons qui me portent à repousser, pour les serpentines du Velay, la théorie qui veut voir dans ces roches des amphibolites modifiées.

[1] *Bull. Soc. géol. de France*, 3me Série, t. XIX, 1891.
[2] *Ann. Soc. d'Agric. du Puy*. t. XX. p. 679, 1856.



DEUXIÈME PARTIE

TERRAINS TERTIAIRES ET ROCHES ÉRUPTIVES RÉCENTES

CHAPITRE Ier.

ÉOCÈNE

On n'a trouvé, dans le Velay, aucun vestige de terrains primaires ou secondaires[1]. Les premières formations sédimentaires appartiennent au Tertiaire et sont constituées par des arkoses d'aspect et de composition assez uniformes. On les connaît sur un certain nombre de points, disposées en lambeaux ou témoins isolés, de surface relativement peu considérable et s'élevant à des altitudes diverses.

Certains de ces lambeaux sont situés sur le haut voussoir granitique séparant le bassin du Puy de celui de l'Emblavès. D'autres se trouvent à un niveau beaucoup plus bas, au fond même de la vallée de la Loire. En s'écartant de la région du Puy, on retrouve les arkoses, toujours en gisements de peu d'étendue, près de Retournac et de Bas. Je ne m'occuperai que des lambeaux situés aux environs du Puy.

Arkoses de Blavozy. — Le plus important de ces lambeaux domine le village de Blavozy, près de la route du Puy à Yssingeaux. Il a la forme d'un quadrilatère irrégulier, de 3 kilom. de longueur sur 1200 mètres de largeur moyenne, allongé dans la direction nord-ouest, c'est-à-dire dans la direction de la bande de granite. L'arkose repose directement sur cette roche ; elle est recouverte, en stratification légèrement discordante, par les argiles tongriennes. Celles-ci sont des témoins surélevés, devant leur conservation aux chapeaux de basalte qui les surmontent.

[1] Je devrais dire aucun vestige en place ; nous verrons plus loin que certains dépôts tertiaires, à l'est du Puy, renferment des cailloux avec fossiles secondaires.

Je dois également rappeler que le bassin houiller de Langeac, dans la vallée de l'Allier, se trouve bien près des limites de l'ancien Velay. Je n'ai pas jugé à propos d'en parler dans ce mémoire. Sa description a d'ailleurs été faite par M. Amiot, ingénieur des mines, dans les *Études des gîtes minéraux de la France*, publiés par le Service des topographies souterraines.

4

La coupe fig. 8 (voy. aussi pl. X, fig. 2) montre ces relations. Tandis que du côté de l'Emblavès, vers Condros, c'est-à-dire sur la bordure nord-est de la bande granitique, les arkoses (e) et le granite sous-jacent butent par faille contre les argiles tongriennes ($m_{\prime\prime\prime}$) en formant un abrupt, du côté opposé, elles s'abaissent lentement jusque près du village de Blavozy, situé lui-même sur le trajet d'une faille parallèle à la première.

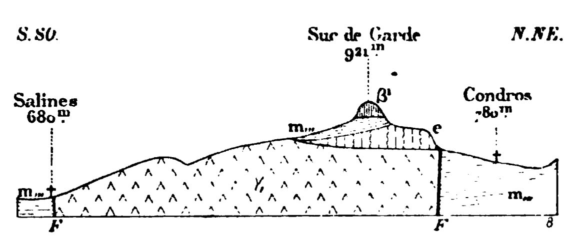


Fig. 8. — Coupe de Salines à Condros. — $\gamma_{\prime}$, granite ; e, arkoses ; $m_{\prime\prime\prime}$, oligocène ; β^1, basalte ; F, failles.

La base des arkoses est plus élevée vers le nord-ouest que vers le sud-est, le voussoir de granite, limité par les deux failles, ne s'étant pas maintenu horizontal. Par suite d'un mouvement de bascule, la région orientale s'est affaissée en contre-bas de la région occidentale. Dans leur ensemble, les couches sont inclinées, vers le sud-ouest, avec une pente d'environ 15°. Leur épaisseur totale est d'environ 60 m.

De vastes carrières sont ouvertes à divers niveaux de la montagne. La pierre de Blavozy est exploitée depuis un temps immémorial. On voit, au musée lapidaire du Puy, de beaux débris de l'architecture romaine sculptés ou taillés dans l'arkose. Actuellement, les monolithes retirés des carrières sont taillés sous forme d'auges, de meules grossières ou de pierres de taille.

Les bancs atteignent une grande épaisseur, près de 10 mètres. Ils sont divisés en énormes masses prismatiques par des joints assez réguliers. A première vue, on se croirait dans une carrière de granite.

La roche exploitée est assez uniforme. Elle est solide, résistante, blanche ou jaunâtre, parcourue de veines offrant une coloration rouille. A l'œil nu, on reconnaît qu'elle est formée d'un agrégat de fragments ou même de cristaux de quartz (quelquefois bipyramidé) et de feldspath, plus ou moins intacts, cimentés par un kaolin d'un blanc éclatant ou jaune rouille suivant son degré de pureté. Tantôt la roche est compacte, tantôt, au contraire, elle présente des vides entre les grains de quartz ou de feldspath. On y voit encore de la pyrite de fer ordinairement transformée en oxyde de fer hydraté. Au microscope, les éléments se montrent anguleux, brisés, sans aucune orientation, séparés par un ciment criblé de points quartzeux brillants. Quelquefois plusieurs minéraux, felspath et quartz, par exemple, sont encore soudés ensemble. Ce sont des débris de la roche ancienne (granite ou granulite) moins triturés que les autres. Quand on met un fragment de la roche à digérer dans de l'acide sulfurique étendu d'eau,

on ne constate qu'une faible désagrégation ; le ciment qui donne à la roche sa cohésion est donc un ciment siliceux.

Tandis que, sur certains points, le sens de la stratification des arkoses est difficile à saisir, vers la base de ce terrain, et notamment près du cimetière de Blavozy, cette stratification est très nette. La roche offre, en même temps, des aspects plus variés. Des arkoses ordinaires alternent avec des graviers quartzeux, peu cohérents ou avec des bancs de poudingues quartzeux, durs, faisant corniche. Ces divers lits offrent la stratification entrecroisée des alluvions torrentielles.

D'après Bertrand de Doue, les grandes masses d'arkoses dont je viens de parler seraient recouvertes par « un banc de psammites sableux, grisâtres, de 4 à 8 décimètres d'épaisseur, contenant quelques empreintes confuses de végétaux. » Je n'ai pas su retrouver cette couche.

Il faut rattacher à la bande de Blavozy le petit témoin de Sainzelle, isolé du lambeau principal par un ravin étroit où coule un torrent, la Sumène. Elle renferme des moules grossiers, indéterminables, de tiges et de troncs d'arbres.

Lambeau d'Auteyrac. — Le village d'Auteyrac est situé à 6 kilomètres au sud-est de Blavozy. Le lambeau d'arkoses se tient à 860 mètres d'altitude; il a la forme d'un croissant de 1200 mètres de long sur 500 mètres de large. Il repose sur les gneiss très métamorphisés par d'innombrables filons de granite et de granulite et il n'est recouvert par aucun terrain. D'une manière générale, la roche, tout en conservant les caractères de celle de Blavozy, est moins résistante, parfois tout à fait meuble. A la base, on retrouve les poudingues et les graviers à stratification entrecroisée de Blavozy. Tous les environs sont recouverts des débris de ce terrain, dont il est difficile de saisir l'allure générale.

D'après Aymard[1], Jourdan aurait recueilli, dans ces grès, beaucoup de fragments d'os, surtout de tortues. Ces débris seraient conservés au musée de Lyon.

Lambeaux de Saint-Quintin-Chaspinhac. — Ceux-ci, au nombre de deux, ont une bien plus faible étendue, mais ils sont très remarquables par leur altitude élevée, au sommet du voussoir granitique. Le premier de ces lambeaux se trouve à un kilomètre au nord-est du village de Saint-Quintin-Chaspinhac, près du hameau de Brouillac. L'arkose forme un mamelon arrondi de 200 mètres de base. Son altitude est d'environ 930 mètres. Elle se présente en bancs épais, démantelés, ruiniformes, parfaitement stratifiés et inclinés légèrement vers le sud-ouest, comme ceux de Blavozy.

On remarque plusieurs variétés. L'une de ces variétés est très compacte. Les cristaux de quartz ou de feldspath sont fortement enchâssés dans un ciment très solide, parcouru de veines siliceuses. Au microscope, cette variété montre la composition suivante: zircon; sphène; assez nombreux fragments d'ilménite

[1] Communication verbale.

avec sphène secondaire ; apatite ; mica blanc rare ; orthose en grands cristaux brisés et orientés dans toutes les directions ; rares morceaux de plagioclases. Quartz en fragments de toutes grosseurs, roulés. Un même fragment présente souvent à la fois des contours forts nets et des contours estompés, passant insensiblement à la matière fondamentale ; celle-ci est composée de granules irréguliers de quartz ayant, pour la plupart, moins de 1/100 de millimètre et cimentés par de la matière isotrope, grisâtre en lumière naturelle. A un fort grossissement, le quartz semble s'égrener ; les grains, d'abord contigus, s'isolent peu à peu et deviennent identiques à ceux qui sont distribués au sein de la matière isotrope ambiante. On voit aussi que, dans les parties présentant un bord net à un faible grossissement, le quartz est également frangé. La bordure du cristal, qui semble s'émietter, comme je viens de le dire, peut atteindre en largeur 5 à 6/100 de millimètre. Enfin, la roche est traversée par des traînées filoniennes de quartz positif, d'origine secondaire, formant quelquefois de petites druses. La matière isotrope fondamentale paraît être de l'opale.]

A côté, une autre variété, rouge foncé, se fait remarquer par sa faible cohérence tenant à la nature argileuse du ciment. D'autres échantillons ressemblent tout à fait à la pierre de Blavozy.

Le second lambeau se trouve au sud de Saint-Quintin-Chaspinhac, à 200 mètres du village, à une altitude un peu inférieure à celle du premier, la pente générale des arkoses étant dans cette direction. Là, elles supportent un cône de scories accompagné d'une petite coulée de basalte.

Arkoses de Brives. — Ici, les arkoses occupent une position topographique toute différente. Elles se montrent, près de la ville du Puy, à l'ouest et à l'intérieur même du village de Brives ; elles sont situées à l'altitude de 600 mètres, par conséquent à 300 mètres au-dessous des témoins de Saint-Quintin-Chaspinhac.

Sur la rive droite de la Loire, elles partent du pont de Brives et se poursuivent en aval sur une longueur de 1,200 mètres environ. Elles supportent les argiles sableuses et marneuses de la montagne de Brunelet, au milieu desquelles elles surgissent comme une sorte de récif (pl. *X*, fig. 2). Cette disposition indique que les arkoses étaient fortement ravinées, lors du dépôt des premières argiles tongriennes.

Sur la rive gauche, à La Chartreuse, les arkoses forment un îlot escarpé, long de 600 mètres environ, sur lequel sont bâtis le séminaire et quelques villas. Il est possible que cet îlot soit continu avec celui de Brives ; les alluvions de la Loire masquent peut-être cette continuité que je ne saurais affirmer, le granite affleurant tout près de là dans le lit du cours d'eau.

L'étude de ces deux gisements est aujourd'hui assez difficile, les terrains étant partout couverts de constructions ou soigneusement clôturés. J'ai pu, grâce à l'obligeance de plusieurs propriétaires, faire quelques observations qui n'ajoutent d'ailleurs rien à celles très exactes et très complètes de Bertrand de Doue.

Un fait intéressant à noter est le pendage, en sens contraire, des couches de

part et d'autre de la Loire. A Brives (rive droite), les couches plongent vers le sud-ouest de 10° environ. A La Chartreuse (rive gauche) le pendage est vers le nord-est.

La composition des arkoses de Brives est assez variée, bien que l'épaisseur totale des couches ne dépasse pas 15 ou 20 mètres. Les bancs les plus épais reproduisent fidèlement l'arkose de Blavozy et, comme cette dernière, ils peuvent fournir de beaux monolithes. Le viaduc du chemin de fer de Montredon, à quelques pas de La Chartreuse, a été construit avec de l'arkose empruntée à cette dernière localité. Mais cette roche alterne avec des poudingues quartzeux et aussi avec des grès micacés, friables et des psammites gris ou bleuâtres. Les sables ont été utilisés par les potiers de Brives. Quant aux psammites, ils offrent cette particularité importante de renfermer les empreintes fossiles dont je parlerai tout à l'heure.

Origine et ancien développement des arkoses [1]. — Bertrand de Doue les a regardées comme un terrain de transport déposé au fond et sur les flancs des vallées actuelles. « Il est vraisemblable, dit-il, d'après la nature des végétaux que nous y avons aperçus, que ce n'est point sous les eaux de la mer, mais bien sous celles d'un lac que le terrain psammitique a été déposé. » [2]

F. Robert [3] suppose également que le pays était configuré comme aujourd'hui avant les dépôts tertiaires.

L. Pascal [4] écarte l'idée d'une antique continuité des gisements d'arkoses. Il déclare que ces roches sont postérieures au dépôt des argiles et marnes (oligocènes). Les unes (Auteyrac, Blavozy), proviennent de l'entassement d'éboulis produits au pied des montagnes. Les autres (Brives) constituent un dépôt opéré sous les eaux d'un lac.

Pour Tournaire [5], les arkoses sont des formations locales, restreintes, ayant subi pourtant de grandes dénudations avant le dépôt des argiles et des marnes qui les surmontent. La roche a dû se former aux dépens des granites voisins et les éléments feldspathiques, ayant conservé leurs angles et leurs faces de clivage, n'ont pas subi de très longs transports.

Sans croire à son antique continuité d'une façon absolue, je suis convaincu que ce terrain a eu autrefois une bien plus grande extension qu'aujourd'hui;

[1] Les premiers observateurs ont eu des idées curieuses sur les arkoses. A propos de celles de Blavozy, Vital Bertrand nous dit: « Les ouvriers employés aux carrières ont observé que lorsque le banc est épuisé, si l'on comblait l'ouverture avec les terres environnantes et les retailles que l'on a faites lors de l'extraction de la pierre, il se forme, après un certain temps, un banc que l'on peut exploiter de nouveau. Cette création nouvelle se fait par le suintement continuel du suc lapidifique qui unit et consolide à la longue les morceaux de pierres et les terres entassées, et en forme un tout pierreux dont la cassure est plus ou moins serrée » (*Essai sur l'histoire naturelle et l'agriculture du département de la Haute-Loire*, Le Puy, 1811).

[2] *Loc. cit.*, p. 42.

[3] Mémoire géologique sur le bassin du Puy (*Ann. Soc. Agr., etc. du Puy*, 1835-36, p. 53).

[4] Étude géologique du Velay, p. 222.

[5] *Loc. cit.*, p. 1124.

pour préciser, je dirai qu'il a pu recouvrir tout le massif granitique qui sépare le bassin du Puy de l'Emblavès. C'est ce que tendent à démontrer les témoins de Saint-Quintin-Chaspinhac. J'ai rencontré plusieurs fois, sur le sol de cette région élevée, des cailloux erratiques d'arkose, résidus probable d'une grande dénudation. Une autre preuve m'est fournie par l'allure des couches, qui est identique dans tous les gisements et ne paraît pas liée à telle ou telle circonstance locale. Enfin, nous connaissons ailleurs, dans le Plateau central, des terrains d'arkose se poursuivant sur des étendues considérables.

Il est difficile de considérer les arkoses comme un produit de remaniement *sur place* des éléments du granite, car deux faits font opposition à cette vue. D'abord la présence de graviers, de cailloux roulés, de poudingues à stratification torrentielle, impliquant l'action de courants plus ou moins puissants. Ensuite l'allure régulière de la stratification sur de grandes surfaces. De plus, la composition de l'arkose ne paraît pas être fonction de la nature du sol qui la supporte ou même du sol l'avoisinant immédiatement. Là où l'arkose repose sur la granulite, il ne paraît pas que sa composition soit très différente de celle qui repose sur le granite. On observe le contraire. C'est ainsi que le lambeau de Brives, plus éloigné que les autres de tout district granulitique connu, est pourtant celui qui renferme le plus de mica blanc. En étudiant les empreintes de Brives, M. de Saporta a fait des observations l'autorisant à croire au charriage des débris végétaux sur des distances assez considérables.

Si l'on réfléchit aux ressemblances pétrographiques et stratigraphiques que présentent les arkoses tertiaires avec les grès houillers, on est porté à leur attribuer une origine analogue et à les faire bénéficier des résultats des belles études de M. Fayol.

Age des arkoses. — Bertrand de Doue a rangé les arkoses dans la « formation houillère. » Au congrès scientifique de France, réuni au Puy en 1855, Aymard fit remarquer que les empreintes végétales des psammites de Brives différaient de celles des terrains houillers. En même temps, l'abbé Croizet compara les arkoses du Puy à celles de Neschers (Puy-de-Dôme), et les rapporta toutes à l'ère secondaire [1].

M. Pascal [2] les a attribuées à « cet étage de la craie inférieure auquel les géologues modernes ont donné le nom de Weald. »

A la réunion de la Société géologique de France au Puy, en 1869, M. de Saporta eut l'occasion d'examiner, dans la collection Vinay, une série d'empreintes de plantes des arkoses et il n'hésita pas à les attribuer à l'Eocène [3]. Plus tard, le savant paléontologiste reçut en communication la belle collection Vinay ainsi que les échantillons recueillis par Aymard et il publia une étude détaillée de ces divers documents [4].

[1] *Congrès scientifique de France*, 22e session, 1856, t. I, p. 220.
[2] *Loc. cit.*, p. 226.
[3] *Bull. Soc. géol. de France* 2e Série, t. XXVI, p. 1078.
[4] De Saporta. Essai descriptif sur les plantes fossiles des arkoses de Brives, près le Puy-en-Velay (Extr. des *Ann. de la Soc. d'agric. sciences et arts du Puy*, vol. XXXIII).

Voici la liste des espèces déterminées par M. de Saporta :

Palmiers.	*Sabalites microphyllus*, Sap.
	Palæophœnix (Phœnicites) Aymardi, Sap.
Myricées et Protéacées.	*Comptonia Vinayi*, Sap.
	Dryandra Micheloti, Wat.
	Myrica crenulata, Sap.
	Myrica angustata, Schimp.
Cupulifères.	*Quercus chlorophylla ?* Ung.
	Q. elæna ? Ung.
Salicinées.	*Populus Ligeri*, Sap.
Laurinées.	*Laurus Forbesi*, Hr., var.
Myrsinées.	*Myrsine acanthoda*, Sap.
	M. Vinayana, Sap.
Sapotacées.	*Sapotacites minor ?* Ett.
Ericacées.	*Andromeda lauriforma*, Sap.
	And. ramulosa, Sap.
Magnoliacées.	*Magnolia ligerina*, Sap.
Zanthoxylèes.	*Zanthoxylon ? reperiendum*, Sap.
Sapindacées.	*Sapindus Vellavencis*, Sap.
Légumineuses.	*Leguminosites gastrolobianus*, Sap.
	Sophora ? brivesina, Sap.
	Acacia ? corsacensis, Sap.

Après discussion de ces divers éléments, M. de Saporta considère « les arkoses à empreintes végétales de Brives comme se rapportant à l'Eocène moyen et coïncidant à peu près, par l'époque présumée de leur formation, avec l'âge de la partie supérieure du calcaire grossier parisien». L'espèce principale de Brives, le *Dryandra Micheloti*, est celle que l'on a trouvée dans les marnes du Trocadéro.

A part les quelques débris osseux que Jourdan aurait recueillis, à Auteyrac, on n'a jamais signalé de débris d'animaux soit vertébrés, soit invertébrés dans le terrain d'arkoses du Velay.

Comparaison des arkoses du Velay avec les arkoses du Puy-de-Dôme et du Cantal. — Dans le département du Puy-de-Dôme, les arkoses sont très développées. Leur répartition, leurs relations stratigraphiques avec les autres termes du Tertiaire lacustre et leur âge absolu sont bien connus, grâce aux travaux de MM. Michel Lévy et Munier-Chalmas [1]. Aux environs d'Issoire, notamment, il y a des arkoses à deux niveaux principaux. Les arkoses inférieures, auxquelles sont subordonnés quelques lits de calcaires à Striatelles, sont infra-tongriennes et se placent sur l'horizon des Marnes blanches, des Marnes à Cyrènes et du Calcaire de Brie du bassin de Paris. Les supérieures supportent les couches, à *Potamides Lamarckii* ou même, rarement il est vrai, renferment ce fossile. Beaucoup plus développées que les premières, ces arkoses sont exploitées sur un grand nombre de points, notamment à Coudes, où la roche est identique d'aspect et de composition avec celle de Blavozy. Elles renferment une flore assez riche avec *Betula dryadum*, palmiers, etc. On peut se demander si, malgré les documents tirés de la paléontologie végétale, considérés souvent par d'excellents géologues comme insuffisants, les arkoses du Puy ne doivent pas être rangées sur le même horizon que celles du Puy-de-Dôme. Or, M. de

[1] Michel Lévy et Munier-Chalmas. Sur la base des terrains tertiaires des environs d'Issoire)*Comptes Rendus Acad. des Sc.* 7 décembre 1885). — Michel Lévy. *Carte géol. détaillée de la France.* Feuille de Clermont.

Saporta a bien voulu me faire savoir [1] que les plantes des gisements du Puy-de-Dôme sont du Tongrien inférieur et qu'elles n'ont rien de commun avec celles du Velay. La paléontologie végétale est donc ici pleinement d'accord avec la paléontologie conchyliologique. On peut d'ailleurs remarquer que la liste des plantes fossiles des arkoses est *totalement* différente de la liste des plantes fossiles de Ronzon, qu'on trouvera plus loin.

Il y a aussi des arkoses dans le Cantal, mais elles sont très peu développées et paraissent appartenir à peu près au même niveau que les arkoses du Puy-de-Dôme. Ces arkoses sont subordonnées aux argiles sableuses dans lesquelles ont été trouvées, à Vareillettes, près de Saint-Flour, des dents d'*Acerotherium* et d'*Entelodon*. Elles constituent, près de Mur-de-Barrez (Aveyron), une roche très dure sur laquelle reposent presque immédiatement les couches calcaires à *Limnæa pachygaster*, *Planorbis cornu*, c'est-à-dire les couches de l'Aquitanien.

Dans le petit bassin tertiaire de Malzieu, au sud de Saint-Flour, il y a aussi des arkoses alternant avec d'épaisses couches de conglomérats et de grès très fins [2]. J'ai recueilli, dans ce gisement, un certain nombre d'empreintes végétales que M. de Saporta a bien voulu déterminer et qui lui ont paru dénoter l'Aquitanien inférieur [3]. Ainsi, l'on ne saurait attribuer aux arkoses du Plateau central un âge uniforme ; nous les voyons s'échelonner depuis l'Eocène moyen jusqu'à l'Aquitanien. Celles du Velay sont les plus anciennes. Il est probable que ce sont les seuls dépôts éocènes de toute la région volcanique du Plateau central.

[1] *In litt.*

[2] Fouqué. *Carte géologique détaillée de la France.* Feuille de Saint-Flour. Notice explicative.

[3] M. Boule. Note sur le bassin tertiaire de Malzieu (Lozère). *Bull. Soc. géol. de France*, 3e s., t. XVI, p. 341.

CHAPITRE II

OLIGOCÈNE

Une des phases les plus intéressantes de l'histoire du Plateau central correspond à l'Oligocène. Au début de cette époque, le Bassin de Paris subit un mouvement progressif d'affaissement, qui permet le dépôt de couches ayant un caractère marin de plus en plus accentué, à partir des Marnes à *Limnæa strigosa* jusque et y compris les sables de Fontainebleau. Le Plateau central n'a pas échappé à cette oscillation. Son altitude moyenne, déjà très faible pendant toute la durée des temps secondaires et de l'Eocène, s'est trouvée encore diminuée et de vastes lacs ont pu s'établir dans les grandes dépressions du terrain primitif, esquissées depuis l'époque houillère. Ces lacs communiquaient les uns avec les autres d'une manière plus ou moins directe et, comme leur niveau d'eau était peu élevé au-dessus de la mer tongrienne, celle-ci envahit souvent une partie du territoire occupé par les nappes lacustres, qui furent ainsi temporairement transformées en lagunes.

Une première série de lacs est jalonnée par les dépôts de l'Allier, de la Limagne et du Cantal. Une seconde série, qui n'a peut-être jamais eu de communication directe ou transversale avec la première, suit la dépression comprise entre les chaînes du Forez et du Velay, d'une part, et les monts du Beaujolais, du Lyonnais et du Vivarais, d'autre part. Elle comprend les bassins de Roanne, de Montbrison et du Puy.

Le bassin tertiaire du Velay, qui paraît, à première vue, parfaitement isolé, se rattache au bassin de Montbrison par une série de lambeaux dominant la vallée de la Loire. Ses relations avec le bassin de Brioude, qui n'est qu'une expansion de celui de la Limagne, sont beaucoup plus problématiques. Les hauteurs séparant ces deux bassins, c'est-à-dire les montagnes des environs de Fix, sont actuellement dépourvues de dépôts lacustres [1].

Les terrains oligocènes atteignent leur plus grand développement au fond même de la vallée de la Loire, aux environs du Puy et dans l'Emblavès. Quand on s'éloigne de ces dépressions pour gravir les montagnes qui les entourent,

[1] M. Munier-Chalmas, s'appuyant sur la ressemblance des faunes malacologiques des calcaires de Reignat, dans le Puy-de-Dôme, et de Barjac, dans le Gard, pense que les lacs d'Auvergne étaient en communication avec ceux du bassin du Rhône, à travers l'emplacement actuel des Cévennes.

on n'observe plus ces terrains qu'à l'état de lambeaux de moins en moins considérables et d'altitude de plus en plus grande, de sorte que nous retrouvons, dans le Velay, cette disposition en gradins si caractéristiques des bassins tertiaires de l'Auvergne. D'une manière générale, les couches sont légèrement inclinées dans le sens même des flancs montagneux sur lesquelles elles s'appuient (Pl. X, fig. 1 et 2). Elles dessinent donc, comme dans la Limagne [1], une sorte de synclinal à grand rayon de courbure ; et, comme dans la Limagne, le fond de ce grand synclinal montre des parties très surélevées surgissant au milieu des parties affaissées. La barrière granitique de St-Yvoine et de Coudes, dans la Limagne, a son pendant exagéré dans la barrière granitique,dont j'ai parlé à propos des arkoses, et qui sépare le bassin du Puy du bassin de l'Emblavès. Cette barrière n'existait pas à l'époque oligocène, car on retrouve, à son sommet, des couches tout à fait semblables à celles qui remplissent les fonds des bassins.

Je reviendrai plus tard sur ces différences de niveau en étudiant les failles qui leur ont donné naissance. Pour le moment, je me contenterai de faire remarquer combien les contours des affleurements actuels sont loin de représenter les contours du lac oligocène.

Les dépôts tertiaires sont formés par des argiles sableuses passant peu à peu à des marnes sableuses ou compactes, admettant des intercalations de lits de calcaire marneux à divers niveaux. L'élément argilo-sableux est de beaucoup l'élément dominant. L'épaisseur de l'ensemble ne dépasse guère 200 mètres. C'est tout ce qu'on peut dire de général. Suivant les régions, on observe des particularités diverses. Les plus importantes nous sont offertes par les environs de la ville du Puy. Ici, la composition des terrains lacustres est plus complexe. On y trouve des couches variées, renfermant des fossiles et dont la superposition est facile à constater. Leur description a été faite avec soin par Bertrand de Doue, qui a établi la classification suivante adoptée depuis par tous ses successeurs.

De bas en haut : 1. Argiles et marnes sans fossiles ;
2. Gypses.
3. Calcaires de Ronzon.

Je dois dire, tout de suite, que je considère les gypses et les calcaires de Ronzon comme des accidents locaux représentant des faciès particuliers de la partie moyenne ou supérieure des *argiles et marnes sans fossiles* de Bertrand de Doue. Tournaire a exprimé une opinion analogue, en déclarant qu'il regardait les marnes blanches des collines situées sur la rive droite de la Loire « comme les représentants des calcaires et marnes de Ronzon » [2].

C'est donc aux environs du Puy que nous devons chercher des points de repère.

[1] Voy. Michel Lévy, *Bull. des Services*, n° 9, p. 26.
[2] *Bull. Soc. géol. de France*, 2e S., t. XXVI, p. 1131.

ENVIRONS DU PUY

Argiles et marnes sableuses. — Les argiles et marnes sableuses constituent les premiers dépôts dans tout le bassin du Puy. Elles sont blanches, jaunes, bleues, rouges, versicolores. Les colorations vives s'observent surtout à la partie inférieure. Elles renferment généralement, en quantité plus ou moins considérable, des grains de quartz et de feldspath, peu roulés, pouvant atteindre la grosseur d'une noisette. Elles reposent presque toujours sur le granite. Les localités voisines du Puy où l'on peut observer ce contact sont : Chadrac, Le Monteil. La superposition des argiles aux arkoses se voit sur différents points. Au Suc de Garde, près de Blavozy, on peut relever la coupe (fig. 8). Les bancs d'arkose, épais d'environ 50 mètres, reposent sur le granite du voussoir surélevé qui domine le village de Condros, dans l'Emblavès ; ils supportent 15 à 20 mètres d'argiles sableuses ayant résisté à la dénudation grâce au chapeau basaltique du Suc de Garde. A Brives, dans l'intérieur même du village, les arkoses supportent les argiles de la montagne de Brunelet (Pl. X, fig. 2). Je pourrais encore citer un ou deux autres points où les argiles reposent sur les arkoses. En somme, ces deux terrains paraissent être indépendants l'un de l'autre. Les arkoses étaient déjà morcelées par les érosions quand commença le dépôt des argiles, au milieu desquelles elles surgissent parfois comme des sortes de récifs.

On peut étudier les argiles sur divers points, dans les faubourgs mêmes de la ville du Puy, à Montredon, en face du rocher Saint-Michel, sur la rive gauche de la Borne, à Cormail, etc. Dans tous ces endroits, il est difficile d'évaluer exactement leur épaisseur car le granite n'affleure pas et les failles sont nombreuses. Mais je ne crois pas qu'elle soit très considérable. Elle ne saurait dépasser 50 ou 60 mètres.

Les argiles et marnes bigarrées ont souvent été désignées sous le nom d'argiles et marnes sans fossiles. Malgré toute l'activité de plusieurs générations de chercheurs locaux, elles n'ont fourni qu'une seule fois des débris de corps organisés. Aymard a trouvé, en effet, quelques ossements d'un Mammifère à Bas-Charnier près du Puy, dans un banc marneux exploité pour les remblais d'une route. Il les a attribués à une espèce de *Palæotherium* à laquelle il a donné le nom de *primævum*. Ces débris n'ont jamais été décrits ni figurés et je n'ai vu, dans la collection Aymard, dont une partie a été acquise par le Muséum, aucun pièce osseuse accompagnée d'une étiquette se rapportant à ce gisement. M. Gaudry, qui a vu en 1869 les débris du *Palæotherium primævum*, a bien voulu me communiquer les notes qu'il a prises à cette époque et desquelles il ressort que cette détermination est bien hasardée, même au point de vue du genre. Gervais les a rapportés, avec doute, au genre *Dichobune* (*Paléont. française*, 1re édit. t. I, p. 94).

Couches gypseuses. — A Cormail, à Estrouilhas et au Mont-Anis, qui supporte le rocher Corneille et une grande partie de la ville du Puy, les argiles et marnes bigarrées sont surmontées par des couches de marnes renfermant du gypse. Cette substance a donné lieu autrefois, à des exploitations d'ailleurs fort irrégulières et abandonnées depuis longtemps. L'étude des couches gypseuses est aujourd'hui complètement impossible, car la plupart des affleurements sont cultivés et sur les points où l'on pourrait faire quelques observations, le gypse paraît avoir disparu par dissolution, de la même manière qu'aux environs de Paris [1].

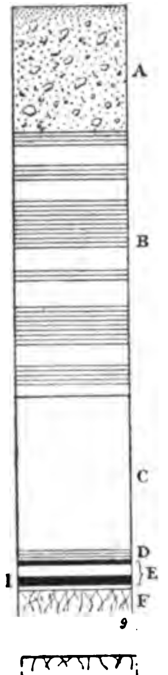


Fig. 9. — Puits d'exploitation ouvert dans les couches du Mont-Anis, au-dessous du bois du Séminaire, en 1834 ; d'après Aymard. Echelle de 0.005 par mètre.

A. — Terre végétale et éboulis. Les couches calcaires de Ronzon, avec fossiles, se voient à deux mètres au-dessus.

B. — Marnes jaunâtres, alternativement massives et fissiles, 7 mètres environ.

C. — Argiles marneuses vertes, massives (*rable* des ouvriers) ; 7 mètres env. Elles passent à des marnes feuilletées avec gypse, *D*.

E. — Couches gypseuses : I. gypse fibreux, soyeux, 3 pouces ; 2. marnes bleues, gypseuses, donnant un plâtre de médiocre qualité (*tourte* des ouvriers), 8 pouces ; 3. banc exploité de 6 pouces d'épaisseur ; il se compose de nombreux lits minces de gypse alternant avec de nombreuses couches de marnes ; 4. marnes bleuâtres se divisant en prismes, d'aspect rubané, avec nombreuses empreintes d'insectes.

F. — Banc épais de marnes et argiles bleues (*souschaou* des ouvriers), traversées par des fissures de retrait remplies de gypse.

L'inclinaison des couches est de 2 pouces pour un pied : elles plongent vers l'ouest.

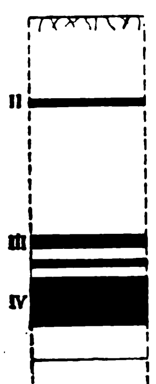


Fig. 10. — Couches gypseuses du Mont-Anis d'après des notes d'Aymard. Echelle de 0.005 par mètre.

Cette coupe a été fournie par des exploitations voisines de celle qui a fourni la coupe précédente, à laquelle elle fait suite.

Elle montre les marnes avec fissures de retrait, dont l'épaisseur serait de 2 m. 20. Au dessous :

II. — 2me banc de gypse,		6 pouces ;
	marnes,	12 pieds.
III. — 3e banc,		1 pied ;
	marnes,	1 pied ;
	gypse,	6 pouces ;
	marnes,	1 pied.
IV. — 4e banc,		4 pieds ;
	tourte,	9 pieds, reposant sur des marnes blanches, argileuses.

[1] Voy. Munier Chalmas. *Comptes rendus Acad. des Sciences*, 24 mars 1890.— Bertrand-Roux (*loc. cit.* p. 75) a parfaitement observé et décrit ce phénomène, désigné par les ouvriers sous le nom de *chancre* ou de *carie*. Il a donné des exemples de cette disparition, qu'il attribue à

A Cormail, on rencontre quelque morceaux de gypse fibreux, épars dans les vignes et provenant peut-être d'anciens déblais de galeries d'exploitation. Au Mont-Anis, lors des travaux d'agrandissement du cimetière, j'ai constaté la présence de couches gypseuses subordonnées à des marnes fissiles à *Cypris* et des calcaires compactes à Limnées. C'est tout ce que j'ai pu voir des couches gypseuses en place. Heureusement, nous avons les descriptions toujours si exactes de Bertrand de Doue et quelques coupes inédites d'Aymard, lesquelles accompagnaient les ossements du gypse acquis par le Muséum de Paris. Je reproduis ces derniers documents en abrégeant leur légende.

Les fig. 9 et 10 donnent le relevé des couches traversées par deux puits d'exploitation ouverts au-dessous du Rocher Corneille.

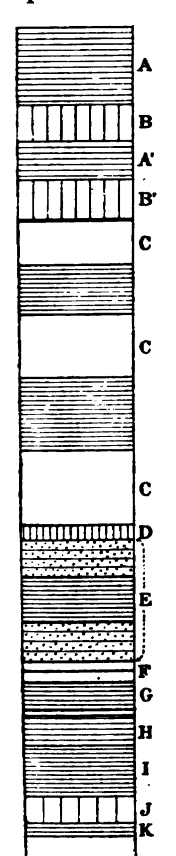


Fig. 11. — Puits d'exploitation ouvert dans la vigne de M. Bory, près le pont d'Estrouilhas en septembre 1835 (d'après Aymard).

A. — Marnes feuilletées jaunes. Limnées, *Cypris faba*, 3 m. 30.
B. — Calcaire marneux compacte avec tubulures, à Limnées et Planorbes.
A'. — Marnes feuilletées jaunes.
B'. — Calcaires compactes; ensemble 3 m. 50. La partie supérieur de B' est fortement imprégnée de fer hydraté ; la partie inférieure passe insensiblement à
C. — Formation dite gypseuse : marnes vertes, massives, alternant trois ou quatre fois avec des marnes feuilletées vertes ou grises, 8 mètres d'épaisseur.
D. — Calcaire marneux compacte, 0 m. 30.
E. — Marnes grises, massives, séparées par un banc de marnes feuilletées, 2 m. 60.
F. — Marnes calcaires massives et marnes grises, 0 m. 45.
G. — Marnes feuilletées jaunes ; empreintes de feuilles de graminées, graines, fruits, insectes, *Cypris faba*. Limnées, 0 m. 75.
H. — Marnes feuilletées jaunes avec fossiles, 2 m.
I. — Marnes feuilletées vertes. — Insectes, Coléoptères, larves, Planorbes, graminées, graines, fruits, 2 m. 50.
J. — Marnes calcaires compactes, 0 m. 60.
K. — Marnes feuilletées vertes.

Les couches gypseuses se retrouvent de l'autre côté de la borne, à Estrouilhas ; elles ont la même inclinaison vers l'ouest et sont peu élevées au-dessus de la rivière. La coupe d'Aymard (fig. 11) montre les marnes massives et les

la simple dissolution. Des bancs entiers de gypse peuvent ainsi disparaître et ne laisser d'autre trace que quelques marnes friables, mêlées de petites masses de silex carié ou même une simple fissure.

marnes feuilletées avec insectes fossiles, mais sans intercalation de gypse. Il est certain cependant que cette substance a été exploitée à Estrouilhas où, d'après Bertrand de Doue, l'on aurait reconnu la présence des trois principaux bancs du Mont-Anis.

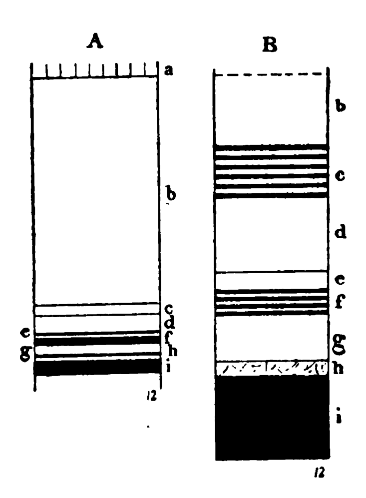


Fig. 12. — A. — Puits ouvert à Cormail en 1847 (d'après Aymard), à 0 m. 001 par mètre.
B. — Détail des couches à 0 m. 005 par mètre. — *a* calcaire marneux ; *b* marnes argileuses sans fossiles, 95 pieds ; *c* argiles gypseuses, 4 pieds; *d* argile, 6 pieds; *e* argile à ossements. 18 pouces ; *f* argiles gypseuses, 18 pouces ; *g* argile, 4 pieds ; *h*, ossements, 10 pouces ; *i* gypse, banc de 6 pieds.

A Cormail, les couches gypseuses existent bien développées comme le montre la fig. 12. Les couches plongent vers l'est, à l'inverse de celles d'Estrouilhas et du Mont-Anis, de sorte que l'ensemble forme un fond de bateau ou un synclinal. Ici, la superposition des gypses aux argiles bariolées est très facile à constater, bien que le gypse ait disparu par dissolution et ne se montre plus aux affleurements des marnes et argiles qui l'accompagnent. Celles-ci se poursuivent aux environs, du côté de la Bernarde. D'après les auteurs locaux, ces trois points sont les seuls où l'on ait signalé le gypse. De vieux carriers de Ronzon m'ont affirmé que cette substance se retrouvait encore sur tout le flanc du coteau, entre Estrouilhas et Chadrac, et du côté de Cheyrac. Même en tenant compte de cette dernière indication, que je crois très sujette à caution, les points extrêmes où se montrerait le gypse seraient à peine éloignés de 5 kilomètres. A n'envisager que les gisements où la présence du gypse est certaine, cette distance se réduit à trois kilomètres et demi (de Cormail au Rocher Corneille).

Les relevés qui précèdent montrent des différences de détail dans la succession des couches. D'une manière générale l'on peut dire que le terrain gypseux du Puy, reposant sur les argiles et marnes bigarrées, se compose d'alternances nombreuses d'argiles et de marnes vertes ou grises, massives ou fissiles et de couches de gypse, l'épaisseur de cet ensemble pouvant varier de 10 à 15 mètres. Comme dans le bassin de Paris, on voit les marnes avec fossiles former des lits de quelques millimètres d'épaisseur et alterner un grand nombre de fois avec des couches de gypse tout aussi minces. Cette disposition ne peut s'expliquer qu'en admettant l'origine du gypse par évaporation dans une lagune. Cette

substance est plus abondante vers la base de la formation; à Cormail, le banc inférieur avait 2 mètres d'épaisseur et au Mont-Anis, 1 m. 30 environ.

Fossiles des couches gypseuses. — Les marnes alternant avec le gypse renferment des fossiles en assez grand nombre. Ce sont d'abord des empreintes de plantes et d'Insectes. Aymard a appliqué, à ces derniers, des noms que je crois inutile de reproduire ici. Les plaquettes de marnes sont recouvertes de myriades de carapaces de *Cypris*. Il y a aussi des Mollusques: Limnées, Planorbes, Bithinies. Aymard, qui était un bon observateur et qui s'était occupé de conchyliologie, a toujours affirmé que les espèces du gypse étaient les mêmes que celles des calcaires de Ronzon. Pour ma part, j'ai recueilli, dans les marnes gypseuses du cimetière, une espèce de *Nystia* que j'ai également retrouvée dans les calcaires de Paradis, près de Ronzon. M. Tournouër, qui a étudié la petite faune malacologique de Ronzon, déclare n'avoir pu distinguer les échantillons de Bithinies de ces deux provenances. Il les a décrits ensemble comme une espèce nouvelle, pour laquelle il a proposé le nom de *Bithinia Aymardi*.[1] Il m'a semblé qu'il était impossible de distinguer ce fossile de *Nystia Duchasteli*, Nyst. MM. Munier-Chalmas et Fischer ont bien voulu confirmer cette manière de voir.

Enfin, les gypses ont donné des œufs d'Oiseaux et un assez grand nombre d'ossements de Mammifères fossiles appartenant au genre *Palæotherium*. Tous les ossements proviennent, à ma connaissance, des anciennes exploitations du Mont-Anis.

Bertrand-Roux ayant communiqué à Cuvier une mâchoire inférieure de *Palæotherium*, l'illustre paléontologiste n'osa assurer l'identité d'espèce de ce fossile avec une des espèces du bassin de Paris [2] et il l'inscrivit sous le nom de *Palæotherium velaunum*.

Aymard reconnut, dans les gypses, la présence de deux autres espèces : le *Pal. magnum* et une seconde, pour laquelle il créa le nom de *Pal. gracile*, changé plus tard en *subgracile* [3].

Gervais [4] a reproduit ces diverses dénominations, sauf pour le *Pal. gracile* qu'il a appelé *P. aniciense*, bien que le nom créé par Aymard fût problablement antérieur.

M. Filhol [5], en étudiant la faune de Mammifères de Ronzon, a dû s'occuper d'une espèce de *Palæotherium* que l'on trouve dans les calcaires de cette localité et à laquelle Aymard avait donné le nom de *P. Gervaisi* (*in* Pictet). M. Filhol a reconnu que le *P. Gervaisi* devait-être réuni au *P. velaunum* des gypses, lequel n'était tout au plus qu'une variété du *P. crassum* de Cuvier et il a inscrit, sous ce dernier nom, les fossiles des gypses et des calcaires du Velay.

[1] *Bull. Soc. géol.* 2e s. t. XXVI, p. 1064.
[2] Rech. sur les ossements fossiles, 4e édit. t. V, p. 436.
[3] *Ann. soc. du Puy*, 1848 et t. XII, p. 228.
[4] Zool. et paléont. françaises, 1re éd. t. 1, p. 61.
[5] **Étude sur les Mammifères fossiles de Ronson, p. 68.**

J'ai cherché à me rendre compte de la nature exacte des grands *Palæotherium* du gypse. J'ai eu un assez grand nombre de documents à ma disposition et notamment de belles pièces de la collection Aymard, acquises par le Muséum. La collection Vinay, au Puy, m'a fourni quelques mesures d'os longs. J'ai pris des notes sur les pièces qui se trouvent au musée du Puy.

Par la dentition, le grand *Palæotherium* du Puy présente certainement quelques différences lorsqu'on le compare au *Palæotherium magnum* des gypses de Paris ; c'est ainsi que les bourrelets internes des prémolaires supérieures sont plus développés sur certains échantillons ; mais ce caractère s'atténue beaucoup sur d'autres pièces et il est, par contre, tout aussi exagéré sur le *Palæotherium magnum* de la Débruge. Peut-être les arrières molaires sont-elles un peu plus longues sur le fossile du Velay que sur l'espèce de Cuvier. Mais toutes les personnes, qui se sont occupées de la spécification des *Palæotherium*, admettront que ce sont là tout au plus des caractères de variétés, que l'on retrouve d'ailleurs, disséminés, sur divers individus du gypse de Paris.

Les autres os du squelette accusent des variations du même ordre. La collection du Muséum renferme des astragales et des calcanéums des gypses du Puy, qui sont tout à fait semblables aux mêmes os provenant de Paris. Mais il y a aussi des astragales et des calcanéums aux dimensions plus faibles et de forme beaucoup plus grêle, qui ont suggéré à Aymard la dénomination de *gracile*, tandis que ce paléontologiste regardait les premiers comme représentant le *P. magnum*. J'ai vu, dans la collection Aymard, un métacarpien et un métatarsien médians dont la longueur m'avait paru surprenante. A Paris, j'ai pu constater que cette dimension était, en effet, beaucoup plus considérable que celles des mêmes os du *Palæotherium* de la Débruge, mais Cuvier a décrit et figuré des pièces analogues qui atteignent la même longueur.

En présence des variations morphologiques qu'on observe sur divers échantillons de *Palæotherium magnum* des gisement classiques, il me paraît difficile d'inscrire sous un nom différent l'espèce des gypses du Velay. Il est possible que l'astragale et le calcanéum, de proportions plus grêles, appartiennent à une espèce particulière, mais comme je ne vois pas, dans les séries dentaires, ce qu'on pourrait rapprocher de ces ossements, je ne me crois pas autorisé à admettre l'existence de cette espèce comme un fait parfaitement démontré.

La faune des gypses se réduirait donc à deux espèces : le *Pal. magnum,* à laquelle on pourra joindre, si l'on veut, une variété *gracile*, puisque ce nom est dans la circulation depuis longtemps, et le *P. crassum*.

Age des gypses. — Aymard et, après lui, tous les auteurs qui se sont occupés du bassin du Puy ont rangé les gypses dans l'Eocène supérieur. On ne saurait condamner cette manière de voir, car elle est conforme aux faits paléontologiques. Toutefois, j'ai cru devoir considérer les gypses et les argiles bigarrées comme représentant la partie tout à fait inférieure de l'Oligocène.

Si les argiles bigarrées étaient la suite immédiate des arkoses, la classification serait beaucoup plus facile à établir. Mais nous avons vu qu'il y a une lacune

entre les arkoses et les argiles bigarrées. Quand celles-ci se sont déposées, celles-là étaient ravinées, démantelées, réduites à l'état de témoins. Les argiles bigarrées sont en discordance complète avec les arkoses. Il y a de très grandes différences dans la distribution géographique et le développement des gisements de ces deux terrains. Fontannes a constaté quelque choses d'analogue dans le bassin de Crest [1].

En admettant, d'autre part, que les *Palæotherium* du Velay soient identiques, au point de vue spécifique, aux *Palæotherium* du gypse de Paris, la présence de ces espèces ne me paraît pas suffisante pour entraîner un synchronisme absolu pour les dépôts des deux régions. D'un côté, en effet, nous savons que les *Palæotherium* ne se trouvent qu'à la partie supérieure des gypses de Paris ; d'un autre côté, ces mêmes *Palæotherium* n'ont pas disparu après le dépôt des gypses ; on les retrouve, en effet, associés dans certains gisements avec une faune malacologique montrant des affinités nettement tongriennes, ou bien faisant partie d'une faune de Mammifères manifestement plus récente que la faune des gypses de Paris.

Dans le bassin du Rhône, les calcaires à Striatelles de Barjac renferment *Palæotherium medium, Anoplotherium commune, Pterodon dasyuroides* [2]. Fontannes déclare avoir beaucoup hésité pour placer les calcaires à Striatelles dans l'Eocène supérieur. En Auvergne, MM. Michel Lévy et Munier-Chalmas ont classé dans l'Infra-tongrien les calcaires de Montaigut, qui renferment les Mollusques de Barjac [3].

Dans le calcaire de Ronzon, se retrouve le *Palæotherium crassum*, accompagné du *Paloplotherium minus*. Les ossements de ces deux espèces sont mêlés, dans le même banc calcaire, aux ossements d'*Acerotherium* et d'*Entelodon*, qui sont des animaux plus récents.

Nous avons vu que, d'après Aymard, les espèces de Mollusques fossiles seraient les mêmes dans le gypse et dans les calcaires. Les relations stratigraphiques de ces deux assises sont aussi intimes que possible ; mon opinion est qu'elles se pénètrent sur plusieurs points, notamment au Mont-Anis. J'ai de bonnes raisons de penser que les trois gisements gypseux ne sont pas exactement au même niveau. Les gypses du Mont-Anis pourraient bien représenter un faciès latéral de la partie inférieure de Ronzon. Les gypses de Cormail, surmontés par 30 mètres au moins de marnes argileuses, seraient plus près de la base des argiles sableuses.

Une autre raison, qui n'est pas, à mon avis, la moins puissante, me porte à placer la partie inférieure des couches du Puy à la base de l'Oligocène. Il me paraît difficile qu'il ait pu exister des lagunes dans l'intérieur du Plateau central, à une époque où le bassin de Paris subissait lui-même un régime simplement lagunaire. L'invasion de l'eau salée, dans les dépressions de la Limagne et de la

[1] Fontannes. Les terrains tertiaires du bassin de Crest, p. 75.
[2] Fontannes. Le groupe d'Aix dans le Dauphiné, la Provence et le bas Languedoc, p. 140.
[3] *Comptes rendus de l'Acad. des Sciences.* 7 décembre 1885.

Loire, n'a pu se faire qu'après le grand mouvement d'affaissement du bassin de Paris qui a préparé l'invasion de la mer tongrienne. Envisagées de cette manière, les choses s'expliquent tout naturellement. Elles rentrent dans l'ordre, dans le Velay comme dans le Puy-de-Dôme et comme dans le Cantal, où les couches inférieures du terrain lacustre, d'abord rapportées à l'Eocène, ont été reconnues comme appartenant réellement à l'Oligocène.

Comme je vais le montrer, les calcaires de Ronzon doivent être mis sur l'horizon du calcaire de Brie. Je regarde donc les gypses et les argiles bigarrées comme représentant les marnes à *Cyrena convexa*, les marnes à *Limnaea strigosa* et peut-être aussi la partie supérieure du gypse à *Palæotherium* du bassin de Paris. A cause de ce dernier parallélisme, que je considère seulement comme possible, mon Oligocène se trouve donc empiéter légèrement sur l'Eocène supérieur, tel que le comprend le Service de la carte géologique de France. Il n'eût pourtant pas été rationnel de séparer, par une coupure importante, des dépôts qui ont une liaison tout à fait intime dans tout le Plateau central et sur beaucoup d'autres points du territoire français. Je ne doute pas qu'on ne finisse par rattacher la faune paléothérienne à l'Oligocène. Cette solution aplanirait bien des difficultés du genre de celle que soulève l'étude du bassin tertiaire du Velay.

Calcaires de Ronzon. Stratigraphie. — Au Mont-Anis, à Estrouilhas, des calcaires marneux compactes alternent d'abord avec les marnes gypseuses et se développent peu à peu. Ces calcaires s'observent au pied du rocher Corneille ; je les ai vus dans les fouilles pratiquées pour l'agrandissements du cimetière. A Cormail, les gypses sont surmontés par 30 mètres au moins d'argiles marneuses, au sommet desquelles apparaissent quelques petits bancs calcaires. Tout près de Cormail, à Paradis, les berges de la Borne montrent ces bancs calcaires bien développés, à un niveau inférieur à celui des divers gisements de gypses. En face s'élèvent les collines de Ronzon, où certains bancs atteignent des dimensions plus considérables et sont l'objet d'exploitations régulières. Ces observations font voir qu'il n'y a rien d'absolu dans la superposition des calcaires aux gypses et des gypses aux argiles et marnes bigarrées. Des sections verticales, pratiquées sur des points très voisins, accusent des différences assez considérables. Les nombreuses failles des environs du Puy, qu'il est difficile de tracer exactement à cause des constructions, des clôtures ou des terres cultivées, rendent encore plus difficile cette étude des relations exactes des divers niveaux du Tertiaire lacustre.

D'une manière générale, on peut dire cependant que l'ensemble de la formation calcaire se développe au-dessus des gypses.

C'est à Ronzon et à Espaly, où se trouvent de nombreuses carrières souterraines, qu'on peut étudier le plus complètement la formation calcaire.

Les galeries, allant jusqu'à 350 m. dans l'intérieur de la montagne (carrière Girard-Gory), sont pratiquées au milieu d'un ensemble de couches comprenant trois bancs d'un calcaire marneux gris, assez tendre, avec fossiles, alternant

avec des marnes compactes de même couleur (*râble* des ouvriers). Cet ensemble d'une épaisseur de 15 m. environ, se décompose comme il suit (fig. 13):

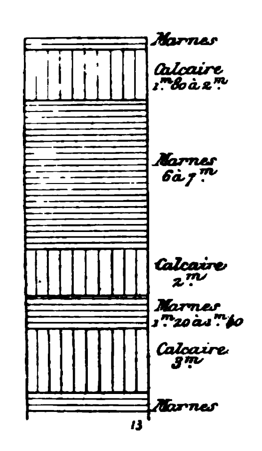


Fig. 13.
Couches calcaires exploitées à Ronzon, dans la carrière de M. Girard Gory.

Vers l'O. certains bancs calcaires augmentent légèrement d'épaisseur aux dépens des marnes. Le contraire paraît se produire dans la direction du Puy, d'après les chiffres données par Bertrand-Roux.

Les calcaires exploités à Espaly et à Ronzon renferment encore une assez grande quantité d'argile ; aussi ne fabrique-t-on que de la chaux hydraulique.

Il a été publié un certain nombre d'analyses de la pierre à chaux de Ronzon. Je reproduis ici, à titre de document, celles qu'a données M. H. Filhol pour le banc intermédiaire et pour le banc inférieur (de 3 mètres)[1].

	2e banc	3e banc
Carbonate de chaux	84.00	80.80
Argile	14.10	18.40
Carbonate de magnésie	0.50	0.38
Phosphate de chaux	0.07	0.07
Oxyde de fer	0.13	0.35
Matière organique	1.20	traces
	100.00	100.00

Le banc supérieur est plus argileux ; la proportion de carbonate de chaux, d'après le même auteur, n'y est plus que de 69.10 pour 0/0, tandis que l'argile y entre pour près de 30 0/0.

Les calcaires exploités actuellement reposent sur des couches exploitées autrefois au-dessous de la route d'Espaly et qui se composent de bancs calcaires d'épaisseurs variables, alternant avec des marnes compactes ou feuilletées. Ces couches ne sont plus visibles sur la rive droite de la Borne, mais sur la rive gauche, à Paradis et aux Rivaux, les berges de la rivière paraissent formées par leur prolongement. Sur ce point, de petits bancs de calcaires compactes ou se débitant en plaquettes renferment des Limnées, des Planorbes, le *Nystia* des gypses, des Cypris, des empreintes végétales et des *Lebias*. Ils alternent avec des marnes feuilletées à coquilles écrasées. Il est impossible de connaître le substratum des couches au milieu desquelles coule la Borne.

Il est plus facile d'étudier les strates supérieures aux calcaires exploités. La route de Saugues, gravissant en écharpe la colline couronnée par le plateau basaltique des Petits Brus, est pratiquée en tranchée dans ces couches. Ce sont des marnes verdâtres, avec de nombreux lits minces de calcaire se débitant en plaquettes et pétris de carapaces de Cypris. J'y ai trouvé un fragment d'œuf d'oiseau. On peut étudier ces mêmes couches en remontant le lit du Riou Pezzouliou. En quittant le four à chaux qui se trouve près d'Espaly, on recoupe

[1] Ces analyses ont été faites par Edouard Filhol, qui était professeur de chimie à la Faculté des Sciences de Toulouse.

les mêmes marnes vertes avec les mêmes calcaires à Cypris, lesquels se poursuivent jusqu'aux Grands Brus, où il sont recouverts par la roche éruptive à zircons, bien connue de tous les minéralogistes.

Tournaire a signalé, au-dessus de cet ensemble, un nouveau système de marnes grises et bleues exemptes de calcaires. On constate, en effet, dans le ravin de Clary, situé à l'ouest du précédent, la présence d'argiles sableuses et de marnes bigarrées, vertes ou rouges, à une altitude élevée. Ces argiles et marnes bigarrées sont identiques à celles qui constituent le terme inférieur de l'Oligocène dans le bassin du Puy; j'attribue leur présence, à cette altitude, à une faille N.N.O. qui se poursuit fort loin dans les deux directions et amène en contact la partie supérieure de l'Oligocène avec la partie inférieure.

En résumé, les couches dites de Ronzon sont formées par des alternances nombreuses de calcaires compactes, de marnes compactes ou feuilletées et d'argiles. Les bancs calcaires offrent leur plus grande épaisseur un peu au-dessus de la partie moyenne de cet ensemble, à Espaly, Ronzon, où il sont exploités. L'épaisseur totale du système peut être évaluée en prenant la différence des cotes à Paradis, dans le lit de la Borne et aux Grands Brus, dans le Riou-Pezzouliou car, entre ces deux points, il ne paraît pas y avoir de perturbations. Cette différence est d'environ 100 mètres.

Paléontologie. — Les calcaires et les marnes de Ronzon sont riches en débris organisés de toutes sortes: plantes, Mollusques, Insectes, Poissons, Reptiles et Mammifères. Je vais passer en revue tous ces fossiles et résumer les travaux auxquels ils ont donné lieu de la part de divers paléontologistes.

C'est surtout à Aymard que la science est redevable de la plupart des découvertes. Pendant près d'un demi-siècle, ce naturaliste a recueilli les collections qui ont servi aux travaux de savants spécialistes. Lui-même a décrit, en des mémoires très bien faits, les éléments les plus curieux de la faune de Ronzon. Bon nombre de ses déterminations ont dû être modifiées car Aymard, travaillant seul, n'avait pu trouver, dans sa ville natale, les éléments de comparaison suffisants. Mais on peut dire qu'Aymard a véritablement révélé les richesses paléontologiques de son pays. Bien qu'il fût très jaloux de ses collections, il n'a jamais refusé de les mettre à la disposition des hommes de science, qu'il accueillait toujours avec joie.

Des plantes fossiles se rencontrent, en assez petit nombre, dans les marnes feuilletées alternant avec les bancs calcaires. Ces plantes ont été étudiées par M. Marion, qui a décrit et figuré les espèces suivantes [1] :

Equisétacées.	*Equisetum ronzonense*, Mar.	**Myricées.**	*Myrica serratiformis*, Mar.
Centrolépidées.	*Podostachys Bureauana*, Mar.	**Cupulifères.**	*Quercus elæna*, Ung.
Typhacées.	*Sparganium stygium*, Heer.		*Q. velauna*, Mar.
	Typha latissima, Al. Br.	**Celtidées.**	*Celtis latior*, Mar.

[1] Marion (A. F.) Description des plantes fossiles des calcaires marneux de Ronzon (*Ann. des Sc. natur.* 5e Série, t. XIV, 6e cahier).

Laurinées.	*Litsæa microphylla*, Mar.	**Anacardiacées.**	*Pistacia* (*Lentiscus*) *oligocenica*, Mar.
	Laurus primigenia, Mar.	**Légumineuses.**	*Mimosa Aymardi*, Mar.
Sapotacées.	*Bulia minuta*, Mar.	**Incertæ sedis.**	*Echitonium comans*, Mar.
Myrsinées.	*Myrsine embellæformis*, Mar.		*Ronzocarpon hians*, Mar. [1]

D'après M. Marion, ces espèces accusent une végétation généralement pauvre. La flore de Ronzon, comme les autres flores du même âge, permet de fixer à 23° environ la température moyenne de la France pendant l'Oligocène.

On peut supposer que les essences à feuilles étroites et coriaces dominaient dans le Velay. Le faciès de la plupart des plantes de Ronzon est franchement africain ou asiatique. Un fait intéressant est la présence du *Pistacia* (*Lentiscus*) *oligocenica*, qui ne peut guère être distingué du Lentisque du littoral méditerranéen.

Les Mollusques fossiles des calcaires et marnes des environs du Puy sont assez mal conservés ; le plus souvent, on ne trouve que des moules ; quand le test existe, les coquilles sont aplaties et brisées. Il faudrait une grande patience pour faire une collection complète d'échantillons déterminables. Aymard avait réuni un assez grand nombre de spécimens. Tournouër, qui les a eus à sa disposition, a publié la liste suivante [2] :

Limnæa longiscata, Brong. et ses var.
L. Briarensis, Desh. ? *junior*.
L. symetrica, Brard ?
L. aff. cylindrica.
Planorbis cornu, Brong. var. *planatus*, Noul.
Planorbis cornu, var. *solidus* Thom.
Pl. annulatus, Bouillet.
Pl. planulatus, Desh.
Pl. Bouilleti. Tourn.
Pl. Spiruloides, Desh. ?
Vivipara, sp. ind.
Bithinia Aymardi, Tourn.
Sphærium, sp. ind.

J'ai déjà dit que le *Bithinia Aymardi* de Tournouër et le *Nystia Duchasteli*, Nyst, du calcaire de Brie, sont deux formes très voisines sinon identiques.

Toutes ces espèces, sauf *Limnæa longiscata*, sont franchement oligocènes ; la plupart caractérisent l'Infra-tongrien ou sont particulièrement abondantes dans ce terrain. Quant à *Limnæa longiscata*, espèce du calcaire de Saint-Ouen, il est bon de remarquer, d'abord, que sa détermination repose sur de mauvais échantillons ; ensuite que ce type, très polymorphe, est souvent difficile à distinguer des *Limnæa strigosa*, *Limnæa Brongniarti*, etc. de l'Oligocène ; enfin que Tournouër a signalé la présence, dans la collection Aymard, d'une forme s'éloignant du type *longiscata* par son dernier tour, deux fois plus grand que la spire, et tendant à se dilater comme dans les types plus modernes.

[1] A. Braun (*Botanische zeitung*, 30e année, p. 653), a découvert la vraie nature de cette empreinte qu'il a nommée *Marsilia Marioni* (communication de M. Marion).
[2] *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e Série, t. 26, p. 1061.

Les plaquettes de calcaires marneux, riches en carapaces de *Cypris*, offrent des empreintes d'un autre Crustacé, auquel Aymard avait appliqué le nom générique d'*Elsophilus*. En réalité, c'est un Isopode du genre *Eosphæroma*, difficile à distinguer de l'*Eosphæroma Brongniarti*. M. Edw., des marnes à Cyrènes du bassin de Paris.

Il faut encore signaler de belles empreintes d'insectes divers (Coléoptères, Névroptères, Diptères) qui n'ont jamais été décrites.

Ces mêmes plaquettes, ainsi que les calcaires massifs, renferment les squelettes délicats d'un petit poisson qu'Aymard avait appelé *Pachystetus gregatus*. Après l'avoir minutieusement étudié, M. Sauvage l'a nommé *Lebias Aymardi* [1].

On trouve fréquemment, dans les carrières de Ronzon, des débris de Tortues et de Crocodiles (*Diplocynodus Ratelii*, Pomel).

Les oiseaux ont aussi laissé leurs dépouilles dans les dépôts lacustres des environs du Puy. On trouve des œufs parfaitement conservés, de belles empreintes de plumes et des ossements. Aymard a donné des noms de genres et d'espèces sans les accompagner d'une description. Ce sont :

Rapaces.	*Tetracus littoralis.*	
Echassiers.	*Camaskelus palustris,*	voisin des pluviers.
	Elornis grandis.	voisins des Flamants.
	E. littoralis.	
	E. antiquus.	
Palmipèdes longipennes.	*Dolichopterus viator.*	

M. A. Milne-Edwards pense que *Camaskelus palustris* et *Dolichopterus viator* doivent se fondre en une seule et même espèce ; que l'*Elornis littoralis* et l'*E. antiquus* sont identiques. Ces oiseaux étaient très voisins des Phénicoptères, mais leurs formes étaient plus grêles et leurs pattes moins longues [2]. Gervais a décrit le *Mergus Ronzoni*, qu'il regardait comme un oiseau voisin des Harles et qui appartiendrait, d'après M. Milne-Edwards, aux Totipalmes.

Mais c'est surtout à sa faune de Mammifères que la colline de Ronzon doit sa célébrité. Elle a été étudiée par Cuvier, Aymard, Pomel, Blainville, Gervais, Pictet. Malgré les travaux de ces naturalistes, une certaine confusion a régné dans la synonymie jusqu'en 1881, époque à laquelle M. Filhol a publié son Étude d'ensemble sur les Mammifères fossiles de Ronzon. C'est à ce dernier mémoire que j'ai emprunté la liste suivante des espèces. Je ne crois pas utile d'indiquer ici tous les noms anciens. Je ferai exception pour quelques noms de genres ou d'espèces répandus dans beaucoup d'ouvrages.

[1] *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, t. 26, p. 1069.

[2] Milne-Edwards (A.) Recherches anatomiques et paléontologiques pour servir à l'histoire des oiseaux fossiles de France, t. 2, p. 552.

Insectivores. *Tetracus nanus*, Aym.
Rongeurs. *Theridomys aquatilis*, Aym.
Theridomys Jourdani, Aym. non Gieb.
Cricetodon Aymardi, P. Gerv.
Cricetodon Aniciense, P.Gerv.
Decticus antiquus, Aym.
Elomys priscus, Aym.
Carnassiers. *Cynodon velaunus*, Aym.
Amphicynodon (Cynodon) palustris, Aym.
Proplesictis Aymardi, Filh.
Elocyon martrides, Aym.
Hyænodon leptorhynchus, de Laiz. et de Par.
Hyænodon Aymardi, Filh.
Marsupiaux. *Peratherium crassum*, Aym.
Peratherium Bertrandi, Aym.
Amphiperatherium Ronzoni, Filh.
Pachydermes. *Palæotherium crassum*, Cuv. (*Pal. Gervaisi*, Aym. *P. velaunum*, Cuv.)
Paloplotherium minus, Cuv. (*Palæotherium ovinum*, Aym. *Plagiolophus ovinus*, Pom. *Orotherium ligeris*, Aym.)
Acerotherium (*Ronzotherium*, Aym.) *velaunum*, Aym.
Palæon riparium, Aym. (aff. *Xiphodontherium*).
Plesiomeryx gracilis. Filh. (*Zooligus Picteti*,Aym.)*Caïnotherium Picteti*, P. Gerv.)
Caïnotherium commune, Geof. ?
Ancodus (*Bothriodon*, Aym. = *Hyopotamus*, *Owen*), *velaunus*, Pom.
Ancodus Aymardi, Pom.
Ancodus leptorhynchus, Pom.
Elotherium (*Entelodon*,Aym.) *magnum*, Aym.
Ruminants. *Gelocus communis*, Aym.
Edenté.?? *Akenodon primævus*, Aym.

Age des calcaires de Ronzon. — M. Gaudry a placé cette faune sur l'horizon des sables de Fontainebleau. La très grande majorité des espèces énumérées ci-dessus étant particulières au Velay, il est difficile de faire des rapprochements bien étroits avec d'autres faunes fossiles. A ne considérer que les genres, il me semble que la faune de Ronzon, bien que parfaitement distincte de la faune des gypses de Paris ou de la Débruge, a plus d'affinités avec cette dernière qu'avec toute autre faune connue (je ne parle pas des phosphorites du Quercy ; quelle que soit l'idée qu'on se fasse de ces gisements, il est bien certain que leur formation a embrassé une longue durée). Cette affinité s'accuse par la présence des deux genres *Palæotherium* et *Paloplotherium*, représentés par deux espèces identiques à celles des gypses.

Le *Gelocus* est un ruminant primitif dans un état d'évolution bien voisin du *Xiphodon*.

L'existence de trois espèces de Marsupiaux et de deux espèces d'*Hyænodon*, ainsi que l'absence bien constatée du genre *Anthracotherium*, sont des faits bien favorables à l'idée de l'antiquité relative de cette faune, dont la place véritable me paraît être au niveau du calcaire de Brie.

Nous savons, d'ailleurs, que cette conclusion s'accorde mieux avec les données fournies par l'examen des Mollusques.

Il est à remarquer que tous les ossements fossiles proviennent exclusivement des bancs de calcaire exploités à Ronzon et à Espaly ; la plus grande partie provient du banc moyen. De même, les Mollusques, étudiés par Tournouër, ont été fournis par ces calcaires ou par des couches qui leur sont inférieures. Nous

n'avons aucun moyen de dater les calcaires et les marnes qui surmontent le niveau des carrières jusqu'au sommet du plateau.

D'après ce que nous savons des bassins tertiaires de l'Auvergne, une telle épaisseur de terrain doit représenter d'autres niveaux, notamment celui du *Potamides Lamarckii*. Ce fossile n'a jamais été trouvé dans le Velay où je l'ai moi-même cherché en vain. Il est possible que le régime saumâtre, accusé par les dépôts de gypse et la présence du genre *Nystia*, ait pris fin, dans le bassin du Puy, plus tôt que dans la Limagne et dans le Cantal, où pullulent les *Potamides*.

En résumé, nous pouvons classer de la manière suivante les dépôts des environs du Puy :

TONGRIEN.	Calcaires et marnes de Ronzon, partie supérieure.
INFRA-TONGRIEN.	*Calcaire de Brie.* — Calcaires exploités à Ronzon. *Marnes vertes et marnes blanches.* — Gypses, argiles et marnes bigarrées.

AUTRES PARTIES DU BASSIN DU PUY

Vallées de la Borne et de Blanzac. — La formation tertiaire lacustre est très développée à l'O. du Puy, dans la vallée de la Borne et les vallons tributaires. Mais elle n'est plus représentée que par des argiles sableuses, versicolores, parfois marneuses, qui forment de grands escarpements au-dessous des nappes basaltiques qu'elles supportent. L'élément calcaire ne se montre que dans la partie supérieure du vallon de Ceyssac, derrière l'église du village, sous la forme d'un banc très dur, avec fissures tapissées de calcite. Ce banc est surmonté de marnes bigarrées qui disparaissent sous le basalte du plateau.

Dans la vallée de Blanzac, ce sont encore les argiles sableuses qui dominent ; elles passent insensiblement à des marnes renfermant quelques concrétions calcaires ou des filonnets de calcite et d'aragonite fibreuses. A Polignac, quelques petits lits calcaires, avec Limnées, paraissent représenter les couches de Ronzon.

Si l'on fait l'ascension du Mont Courant, situé sur la barrière granitique surélevée, l'on rencontre à la base du cône volcanique, à 896 mètres d'altitude, un petit lambeau intéressant d'argiles bigarrées et gréseuses préservées de la dénudation par quelques tables basaltiques. Ce témoin domine le bassin de l'Emblavès, qui se trouve au pied de l'escarpement granitique, à 600 mètres d'altitude, c'est-à-dire à près de 300 mètres en contre-bas et à un 1 kilom. 500 à peine de distance horizontale.

Emblavès. — L'Emblavès forme actuellement un véritable bassin bien isolé. Les dépôts y affectent à peu près les mêmes caractères que dans les régions

précédentes. Les argiles sableuses constituent presque toute la formation. Ces argiles sont parfois agglutinées, à leur partie inférieure, en un grès tendre dont les bancs forment corniche. Il y a aussi, à divers niveaux, des marnes à nodules calcaires, mais le carbonate de chaux ne forme jamais de lits ou de bancs bien réglés et il renferme toujours de nombreux grains de quartz.

L'accident le plus intéressant est la présence, sur plusieurs points, de productions siliceuses diverses. Tantôt, comme à Glavenas, Alibert, Jabruzac, ce sont de minces lits d'un calcaire siliceux, jaspoïde, rubané, intercalés au milieu des marnes, tantôt ce sont des concrétions de silex jaspoïde ou résinite, de diverses nuances, disposées en traînées parallèlement au plan des couches, comme à Recours, Saint-Pierre-Eynac, etc. A Glavenas, ces concrétions, de forme très régulière, ont été appelées *dragées de Glavenas* par les collectionneurs locaux. Ces accidents siliceux paraissent se trouver à divers niveaux, mais ils appartiennent surtout à la partie moyenne de la formation.

L'épaisseur de l'ensemble est assez difficile à déterminer à cause des failles qui peuvent être des causes d'erreur. C'est ainsi que Tournaire l'a évaluée à 300 mètres. En prenant la différence des cotes les plus élevées et du granite le plus voisin, on n'obtient jamais un chiffre supérieur à 200 mètres.

Saint-Pierre-Eynac. — Ici la partie inférieure a un cachet tout spécial. Les argiles sableuses de la base y sont, en très grande partie, remplacées par des argiles dures, ferrugineuses, vacuolaires, renfermant de petits fragments de granite, de schistes cristallins, de quartz. Ces éléments constituent souvent, par leur abondance, une véritable brèche, à ciment siliceux, très ferrugineux. Vers le haut, elles deviennent plus fines, plus stratifiées et admettent des intercalations de silex résinite, en blocs isolés de toutes grosseurs, et offrant toutes sortes de variétés de texture et de coloration. Puis viennent des argiles jaunes, ferrugineuses, avec paillettes de mica, surmontées par des marnes siliceuses rubanées, qui forment un grand escarpement au-dessous de la masse phonolitique du Mont-Plaux. Ces marnes siliceuses renferment de petits lits d'un grès blanc, très fin, avec paillettes de mica. Tournaire a pensé que ce singulier dépôt s'est formé sous l'influence de puissantes sources minérales et thermales.

Dans un travail des plus intéressants, M. Termier[1] a démontré que ce terrain a subi une influence métamorphique profonde exercée par les filons de phonolite qui le traversent. Il a vu la roche éruptive injecter les argiles et il a cru pouvoir également rattacher à ce métamorphisme le phénomène de la silicification. Contre cette dernière vue, on pourrait élever plusieurs objections. Les produits siliceux de la butte de Recours, de la butte de Chauvains, de la butte d'Alibert ne sont pas en relation avec le phonolite. A Saint-Pierre-Eynac même, les marnes siliceuses du grand escarpement qui domine le chemin de Monac renferment des empreintes de plantes ne devant leur conservation qu'à une silicification contemporaine du dépôt. Des concrétions siliceuses analogues renfer-

[1] *Bull. du Service*, n° 13.

ment, à Araules, des coquilles de Gastéropodes avec le test d'une admirable conservation.

Environs de Brives, Saint-Germain-Laprade, Lantriac. — Aux environs de Brives, les montagnes de Doue, de Brunelet, la Chaux du Fay sont profondément ravinées et permettent une étude minutieuse des dépôts. A la base, les argiles bariolées sont tantôt gréseuses (Le Monteil) tantôt au contraire, fines, compactes, peu sableuses et servent à la fabrication des tuiles. Certaines couches fournissent la matière première aux potiers de Brives. Au-dessus, les argiles, devenant marneuses, forment de petits lits alternativement riches et pauvres en carbonate de chaux, qui donnent à ces montagnes vues de loin un aspect rubané caractéristique. L'épaisseur de l'ensemble est de 120 à 150 mètres. On n'y a jamais trouvé un seul fossile.

Le terrain se continue à l'est, du côté de Saint-Jean-Laprade, avec les mêmes caractères. Sur certains points des environs de Lantriac, les marnes véritables, avec nodules calcaires, se montrent dès la base de la formation, très près du granite. Ces couches marno-calcaires, qui paraissent représenter les calcaires de Ronzon, sont recouvertes par des argiles et des marnes sableuses, bariolées, identiques à celles qui se trouvent à la base du système dans les environs du Puy. Ces argiles sont bien développées à la montagne de Bouzols et au-dessous de Rochaubert.

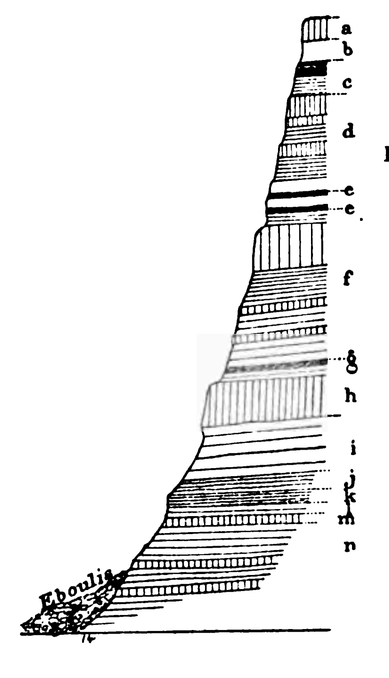


Fig. 14. — Berges de la Loire à Farges. — *a*. Calcaires blancs à Limnées et ossements de Vertébrés (*Theridomys*). — *b*. Marnes verdâtres. — *c*. Marnes grises et lignites avec Limnées, Planorbes, etc. — *d*. Alternance de marnes et de calcaires. — *e*. Argiles ligniteuses. — *f*. Alternance de marnes argileuses et de bancs calcaires. — *g*. Marnes grises. — *h*. Calcaire blanc, compacte, avec Limnées et ossements de Mammifères (*Paloplotherium minus*). — *i*. Marnes verdâtres. — *j*. Marnes feuilletées. — *k*. Marnes grises renfermant des coquilles aplaties, avec test bien conservé. — *l*. Marnes verdâtres. — *m*. Banc de calcaire compacte avec Limnées. — *n*. Marnes jaunes ou vertes avec bancs calcaires.

Environs de Cussac et de Coubon. — Ici, nous allons nous repérer

facilement. A Cussac, dans les argiles rouges et vertes, s'intercalent d'abord quelques bancs calcaires, riches en grains de quartz. Puis viennent des bancs d'un calcaire jaunâtre, dur, riches en moules de Limnées et de Planorbes, les mêmes que ceux de Ronzon (*L. longiscata, Pl. cornu.* etc.). A deux kilomètres vers le nord, près de Farges, la Loire, après avoir entamé l'Oligocène et produit un bel escarpement de 30 mètres de hauteur, coule dans les marnes vertes ou jaunes, avec petits bancs calcaires. Au-dessus vient une série de couches dont la fig. 14 montre le détail.

J'ai recueilli, dans ces calcaires, des ossements qui appartiennent à des espèces de Ronzon : *Paloplotherium minus*, *Theridomys aquatilis*. Les Mollusques sont aussi les mêmes. Il n'est pas douteux que les couches de Farges représentent exactement celles du Puy. En allant vers l'est, elles s'amoindrissent. On les retrouve cependant vers Arsac. Entre La Terrasse et Villaret, quelques bancs calcaires avec Limnées et Planorbes étaient exploités en 1889 pour la fabrication de la chaux.

En résumé, les détails qui précédent montrent qu'en dehors des environs immédiats de la ville du Puy, le terrain oligocène offre une uniformité d'autant plus désolante qu'elle est accompagnée de l'absence à peu près complète de fossiles. Tout ce qu'on peut affirmer, c'est que les argiles sableuses ne représentent pas seulement les argiles de la partie inférieure des environs du Puy mais encore les gypses, les calcaires de Ronzon et les argiles et marnes qui surmontent ces calcaires. Elles correspondent probablement à toute la durée du Tongrien, peut-être même à toute la durée de l'Oligocène (Tongrien et Aquitanien.)

CHAPITRE III

MIOCÈNE

Argiles et sables à chailles des environs du Monastier. — A l'est des localités que je viens d'examiner, les dépôts tertiaires présentent une épaisseur considérable. Ils forment presque complètement la montagne de Lherm, couronnée par une nappe de basalte, tout le fond de la vallée de Laussonne et une grande partie de celle du Monastier.

La base de ces dépôts peut être étudiée sur les berges du ruisseau de Laussonne, qui fournissent des coupes nombreuses. Ce sont des argiles sableuses versicolores, parfois très chargées de produits ferrugineux rouge vif, ou imprégnées d'une substance noire, qui est probablement un oxyde de manganèse. Elles renferment des concrétions calcaires de formes irrégulières, englobant de nombreux grains de quartz et disposées en traînées blanchâtres, ainsi que des morceaux de calcaire très siliceux ou chailles et des silex véritables. Tous les échantillons sont roulés ou bien leurs angles sont fortement émoussés. Ces argiles se suivent jusqu'à La Terrasse, où nous avons vu les derniers bancs calcaires à Limnées ; elles sont donc très nettement la continuation des argiles ordinaires du bassin du Puy dont elles ont d'ailleurs tous les caractères.

Elles passent peu à peu à des argiles beaucoup plus sableuses, à des sables quartzeux, avec cailloux arrondis de quartz et où les chailles sont beaucoup plus nombreuses. Cette nouvelle formation arrive jusqu'au sommet du plateau de Lherm. Près du Villard, elle supporte directement le basalte. Sur la vieille route du Monastier et à l'est de la nouvelle route, dans des carrières ouvertes pour la fabrication des tuiles et des briques, on voit des sables quartzeux très purs, bien lavés, à stratification entrecroisée, alterner avec des argiles sableuses et même des argiles compactes. Les sables renferment des morceaux d'argile ou de grès tendre, roulés, qui ont été empruntés aux couches inférieures oligocènes. La route de Monastier à Chadron, qui contourne le plateau de Lherm, est également pratiquée dans les argiles et sables à chailles. On voit souvent des sables fins comme des sables de rivière, sans argile, avec de nombreuses chailles et des cailloux de quartz, alterner avec des parties argileuses ou marneuses renfermant des grumeaux calcaires.

A 500 m. à l'est de Chadron, les sables sont d'une belle couleur jaune rouille.

On pourrait les confondre avec des sables pliocènes. Quelques lits sont agglutinés en une sorte de grès ; d'autres sont plus graveleux et renferment des cordons de galets. Au col qui sépare la montagne de Chadron de la butte de Lherm, on constate une grande abondance de cailloux de quartz, de silexet de chailles offrant une patine chocolat ou rouge sang. Les échantillons offrent les dimensions les plus variées, mais ne dépassent guère 30 centimètres, la grosseur moyenne étant inférieure à la grosseur du poing.

Vinay, qui a le premier appelé l'attention sur ce terrain[1], avait recueilli un grand nombre d'échantillons de chailles renfermant des fossiles. Ces échantillons furent soumis à l'examen de MM. d'Archiac et Fischer, qui y reconnurent plusieurs espèces caractéristiques de l'Oolithe inférieure :

Ammonites Parkinsoni.
A. Garantianus.
Posidonia.
Arca.
Avicula.

Cette liste fut complétée plus tard par les déterminations de MM. Hébert et Munier-Chalmas, qui l'augmentèrent de :

Ammonites Niortensis.
A. Braikenridgei.
Belemnites.
Rhynchonella quadriplicata.
Disaster ringens.

En 1869; les membres de la Société géologique, guidés par Vinay, purent recueillir eux-mêmes des exemplaires de fossiles remaniés.

Ces sables et argiles à chailles jurassiques remaniées sont transgressives par rapport aux formations oligocènes du centre du bassin. C'est ainsi qu'on les retrouve à l'est de Monastier, en se dirigeant vers les sommets du massif du Mézenc, aux environs de Freycenet-Latour, où elles reposent directement sur le granite. Leur présence se révèle par de grandes quantités de chailles éparses sur le sol.

Environs de Fay-le-Froid. — Au-delà de Freycenet-Latour, jusqu'aux points culminants qui séparent les bassins de la Loire et du Rhône, les produits éruptifs forment un revêtement qui cache les terrains plus anciens. Quelques déchirures plus profondes, ou correspondant à d'anciennes bosses du sol, laissent voir les argiles sableuses avec chailles. On peut observer des traces de ce terrain au sortir du cirque de Chaudeyroles, près de Séniérose et à Fay-le-Froid. Ce dernier point est le plus intéressant.

A Fay-le-Froid, le fond de la vallée du Lignon se trouve à 1,100 mètres d'altitude. Depuis bien longtemps, on y a signalé l'existence d'argiles sa-

[1] *Ann. Soc. acad. du Puy*, t. XXVIII, 1867.

bleuses avec calcaire siliceux. Sur sa carte, Tournaire a délimité ce petit bassin et a représenté les argiles sur une assez grande surface. J'ai séjourné deux fois à Fay-le-Froid, à deux années d'intervalle. J'ai exploré minutieusement toute la partie correspondant aux tracés de Tournaire. Tous les flancs de la vallée du Lignon, les pentes douces qui vont du village de Fay-le-Froid à la rivière sont couvertes de pâturages sous lesquels on ne peut rien voir. Seules, les berges de la rivière, à l'est de Fay-le-Froid, en aval du pont de la route du Puy, permettent d'étudier sur une faible étendue les caractères des dépôts tertiaires de ce petit bassin, le plus élevé du Plateau central.



Fig. 15. — Berges du Lignon à Fay-le-Froid ; m^5 Miocène supérieur ; a^2, alluvions récentes

Au-dessous des alluvions modernes avec gros blocs basaltiques (fig. 15), apparaissent des argiles et des sables renfermant des cordons de cailloux roulés. Il y a des parties où l'argile, de couleur verte, est compacte, homogène. Sur d'autres points, elle est sableuse, très riche en grains de quartz. Ailleurs, le sable est pur, bien lavé, à stratification torrentielle, de couleur jaune rouille ou grise. A ce sable bien lavé sont subordonnés les cordons de cailloux roulés. Sur une même coupe verticale, l'on observe des alternances entrecroisées de ces diverses couches.

Les roches à l'état de cailloux roulés sont : des silex et des chailles identiques à celles du Monastier ; du quartz très abondant ; du calcaire, probablement jurassique ; de l'argile plastique grise ou noire, très tenace ; du granite et enfin des éléments basaltiques.

La présence d'éléments basaltiques est un fait d'une haute importance, bien qu'il soit assez embarrassant d'en tirer des conclusions. Ce fait est certain. J'ai retiré moi-même, du sein de la formation, plusieurs morceaux d'une roche noire, très décomposée, que je soupçonnais être du basalte. L'examen microscopique m'a démontré que cette supposition était exacte.

Dans un magma brun, isotrope, l'un des échantillons, de nature compacte, présente du fer oxydulé en abondance et des sections remplies de chlorite ressemblant à des sections de péridot. On reconnaît de vagues formes microlitiques. Le second échantillon, qui est scoriacé, a une composition semblable ; mais ici les formes microlitiques du feldspath sont très nettes. Ce basalte est identique à celui qui constitue les coulées inférieures du massif du Mézenc et du Mégal.

Age de ce terrain. — Tournaire en a fait simplement le représentant de l'Oligocène des environs du Puy.

A la réunion de la Société géologique au Puy, Lory l'a attribué « à une extension de la mer des faluns de la Touraine dans les bassins actuels de la Loire et de ses affluents, à la suite d'un affaissement très étendu de cette région... Le lambeau miocène supérieur ou *falunien* de Lherm marquerait l'extrémité méridionale d'un golfe qui communiquait au nord-ouest avec la mer des faluns de la Touraine et non pas au sud-est avec la mer de la Mollasse [1]. »

Grüner [2] a rapproché ce terrain de sables analogues du département de la Loire, correspondant au Falunien de d'Orbigny, mais d'origine lacustre.

Aymard aurait extrait du calcaire siliceux de Fay, que je n'ai pas su retrouver, une coquille en mauvais état, que Tournouër a rapportée, avec doute, à l'*Helix corduensis*, Noul. ou à un jeune individu d'*Helix Ramondi.*

A défaut d'autres renseignements paléontologiques, il est bien difficile de se prononcer. Il est incontestable qu'à la montagne de Lherm, les argiles et les sables à chailles succèdent, sans discontinuité appréciable, aux argiles sableuses. Il y a, entre ces deux formations, des ressemblances pétrographiques qui tiennent probablement à ce que l'une s'est faite en grande partie aux dépens des matériaux fournis par l'autre. Ces ressemblances sont si étroites que, sur les points où les deux terrains sont superposés, il est impossible de trouver la ligne de séparation. De sorte qu'on pourrait être tenté de croire que cette séparation n'existe pas en réalité et que les deux terrains passent l'un à l'autre sans discontinuité, ou se confondent l'un dans l'autre. Mais nous avons vu qu'en allant vers l'est, l'indépendance des sables et des argiles à chailles s'affirme par une transgressivité bien nette. Ces terrains sont donc postérieurs à l'Oligocène du bassin du Puy.

D'un autre côté, ils ne sauraient être plus récents que le Miocène supérieur, puisqu'ils sont dénivelés par les failles de cette époque.

Je suis conduit à les placer dans le Miocène supérieur parce que je leur trouve les plus grandes ressemblances avec les sables tortoniens à *Dinotherium* et *Hipparion* du Cantal. Les analogies pétrographiques sont très remarquables. La présence d'éléments basaltiques est un autre argument en faveur de la même vue. Comme je le montrerai dans un prochain chapitre, les premières éruptions

[1] *Bull. Soc. géol.*, 2e série, t. XXVI, p. 1090.
[2] Id., p. 1097.

du Velay remontent bien au Miocène supérieur, mais rien ne nous autorise à croire qu'il y en ait eu de plus anciennes. Les sables argileux à chailles offriraient donc, avec certaines basaltes miocènes du Velay, les mêmes rapports qui s'observent, dans le Cantal, entre le basalte du Puy-Courny et les sables à *Dinotherium*.

Origine des sables et argiles à chailles. — Les sables et argiles à chailles paraissent s'être déposés dans un lac peu profond, traversé par des courants qui se déplaçaient avec facilité et entraînaient des matériaux plus grossiers. Parmi ces matériaux, les plus intéressants sont les silex et les chailles jurassiques. Ces éléments, d'après Lory, Grüner, etc., ont plus de rapport avec l'Oolithe inférieure du Lyonnais qu'avec celle de l'Ardèche. Les courants venaient donc du nord. Les silex et les calcaires siliceux ne sont pas toujours suffisamment roulés pour faire croire à un transport bien long. On est ainsi amené à penser que certaines régions du plateau central, exclusivement constituées aujourd'hui par des terrains cristallins, ont été recouvertes de dépôts jurassiques enlevés par les érosions. M. Fabre a donné des preuves de ce fait pour le plateau du Palais du Roi dans la Lozère [1], dont la surface présente encore quelques petits témoins jurassiques se reliant aux couches régulières de la plaine de Montbel.

Il ne faut pourtant pas exagérer la portée de ces observations. Si les chailles représentaient le résidu, remanié *sur place*, de terrains jurassiques ayant occupé autrefois cette partie du Plateau central, elles devraient se trouver, en plus grand nombre, dans les argiles sableuses oligocènes que dans les formations plus récentes. Or, sans en être dépourvues, les couches oligocènes renferment beaucoup moins d'éléments jurassiques que les couches miocènes. Il est donc naturel d'attribuer la présence de ces éléments, dans le massif du Mézenc, à un transport par des cours d'eau de directions différentes des premiers, c'est-à-dire venant du Nord ou du Nord-Est. Il n'est peut être pas nécessaire de remonter jusqu'au Lyonnais pour retrouver l'origine de ces cailloux. Il est facile de voir, sur une carte géologique, que le raccordement des terrains jurassiques du Lyonnais avec ceux de Valence et de l'Ardèche est masqué, actuellement, par les dépôts tertiaires et quaternaires de la vallée du Rhône. Avant l'effondrement de cette vallée, la ceinture jurassique orientale du plateau central était continue. Certaines parties, élevées par des mouvements orogéniques à une altitude supérieure à celle des terrains primitifs du Velay, ont pu fournir les matériaux siliceux des sables de Monastier et de Fay-le-Froid. Ces localités ne sont éloignées que 50 kilomètres environ de la bordure jurassique actuelle. On peut raisonnablement supposer qu'à l'époque miocène, cette distance était réduite de beaucoup, par suite de l'extension plus considérable des dépôts secondaires, sans supposer, pour cela, que ces dépôts aient jamais recouvert le Velay.

Bravard [2] et Lecoq [3] ont également trouvé des fossiles jurassiques, à l'état erra-

[1] *C. R. Acad. des Sciences*, t. 84, p. 556. — *Bull. Soc. géol. de Fr.*, 2e s., t. 29, p. 425.
[2] Monographie de la montagne de Perrier, p. 85.
[3] *Ann. scient. de l'Auvergne*, t. X, p. 23.

tique, dans les alluvions des environs de Brioude et de Clermont-Ferrand. Le silex et les chailles jurassiques ne sont pas rares dans les alluvions quaternaires et actuelles du Velay. Ces éléments proviennent de la destruction des couches miocènes.

MOUVEMENTS DU SOL

Tous les terrains, que je viens de décrire, ont subi l'action de puissants mouvements orogéniques qui ont servi de prélude aux éruptions volcaniques. Il est même probable que certaines coulées, parmi les plus anciennes, ont participé à ces mouvements, puisque nous avons constaté, dans le Miocène de Fay-le-Froid, la présence d'éléments basaltiques.

Dans l'ensemble, il est certain, toutefois, que ces mouvements sont antérieurs aux grandes poussées volcaniques, comme en témoignent les coupes accompagnant ce mémoire. On sait qu'il en est de même dans le Cantal et dans le Puy-de-Dôme. Il a bien pu y avoir dans le Velay, nous le verrons plus loin, quelques mouvements du sol après le Pliocène moyen, mais ces derniers efforts sont presque négligeables à côté des dislocations du Miocène supérieur.

On sait que la distribution actuelle des dépôts oligocènes du bassin de la Limagne résulte d'un grand synclinal découpé par des failles en échelon. Le Forez et le plateau primitif de la chaîne des Puys correspondent aux clefs de voûte des anticlinaux entre lesquels est compris le synclinal. Un fait encore plus intéressant, mis en lumière par M. Michel Lévy [1], consiste dans le jeu relatif des voussoirs occupant le centre des plis. Le fond des synclinaux se relève « comme si une pression de bas en haut forçait son ascension, tandis que le vide créé sous les clefs anticlinales tend à les effondrer constamment. » Le bassin tertiaire du Puy offre, avec celui de la Limagne, beaucoup de ressemblances, mais il présente aussi quelques différences. Les coupes fig. 1 et 2 de la pl. X, particulièrement la fig. 2, montrent bien les dépôts oligocènes disposés suivant un synclinal à très grand rayon de courbure. On peut voir également que, vers le fond du pli, quelques voussoirs sont portés plus haut que leurs voisins. J'ai déjà parlé plusieurs fois de la croupe granitique de Blavozy, Peyredeyre et du Mont-Courant, qui reproduit assez bien, dans le Velay, le voussoir relevé de Saint-Yvoine, dans la Limagne. Mais, autant que j'aie pu m'en assurer, la disposition des failles et le pendage des couches couronnant les divers voussoirs ne me permettent pas de déclarer que les voûtes anticlinales se soient effondrées. Celles-ci paraissent bien avoir joué le rôle de *horsts* résistants et immobiles. Je ne veux pourtant pas être trop affirmatif. Des coupes aussi claires et aussi démonstratives que celles données, par

[1] Notice sur l'Exposition de 1889, p. 49. — *Bull. du Service*, n° 9, p. 26. — *Bull. Soc. géolog.* 3e série, t. XVIII, p. 698.

M. Michel Lévy, pour la Limagne sont bien faites pour me rendre prudent. Il faut d'ailleurs remarquer que l'observation des couches oligocènes et de leur allure est extrêmement difficile au voisinage des voûtes anticlinales. Du côté de la chaîne du Velay, en effet, ces couches disparaissent brusquement sous la couverture basaltique des volcans du Pliocène supérieur ; il est impossible d'avoir la moindre notion sur ce qu'elles deviennent. Du côté oriental, dans le massif du Mégal, les contours sont non moins difficiles à tracer, par suite de l'abondance des éboulis phonolitiques. Aussi mes coupes de la pl. X n'ont-elles pas toute l'étendue que j'aurais voulu pouvoir leur donner.

Les failles les plus importantes et les plus nombreuses sont dirigées N.O.-S.E. environ. Les plus longues, parmi ces dernières, sont celles qui encadrent la bande granitique de Peyredeyre. On peut les suivre, sans quitter la feuille du Puy, sur plus de 30 kilomètres de longueur, et elles se poursuivent sur la feuille de Monistrol. Celle du côté nord est la plus rectiligne ; vers l'est, on l'observe d'abord aux environs de Montusclat (voy. fig. 28). Elle passe près de Saint-Julien-Chapteuil, près de Saint-Etienne-Lardeyrol et de Condros (fig. 8) ; elle longe ensuite l'abrupt granitique de Saint-Quintin-Chaspinhac, au bas duquel se trouve la plaine de l'Emblavès. Je ne crois pas qu'il existe dans le Plateau central beaucoup de points, d'où l'on puisse juger de l'importance des dénivellations qu'a subies le sol tertiaire, comme des hauteurs de Saint-Quintin-Chaspinhac, où se trouve encore un témoin d'arkoses. De cet endroit, on domine, d'un côté, le bassin du Puy, de l'autre, l'Emblavès. Les argiles tongriennes de ce dernier bassin se trouvent à 250 mètres en contre-bas des sommets granitiques, dont elles ne sont séparées que par 500 mètres de distance horizontale.

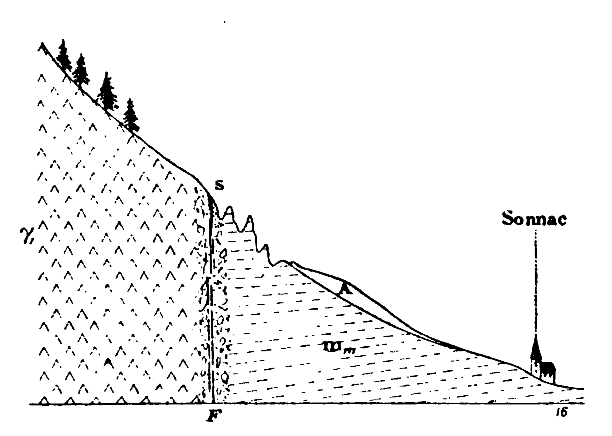


Fig. 16. — Contact par faille du granite γ, et des argiles oligocènes m_{III}.

Tout près de là, à Sonnac, on peut observer le contact, par faille, du granite et des argiles (fig. 16). Les argiles plongent vers le massif granitique ; elles en sont séparées par une sorte de brèche bariolée composée d'argile et de fragments

granitiques plus ou moins décomposés rappelant les salbandes des filons métallifères. De nombreuses sources ferrugineuses jalonnent cette formation, qui passe insensiblement, d'un côté, au granite et de l'autre, aux argiles.

Après avoir traversé la Loire, la faille se poursuit, dans la même direction, à la base des ravins granitiques qui sillonnent le Mont-Courant.

Parmi les cassures parallèles à celles que je viens de décrire, je signalerai particulièrement celle du Monteil à Saint-Geneys, laquelle traverse le plateau de Chambeyrac, de Marnhac et la côte de l'Oulette, sans intéresser le basalte du Pliocène moyen (fig. 54).

Une autre, non moins importante et de même direction, part des environs du Monastier, passe près de l'escarpement des Farges, près du village de Vals (Pl. X fig. 2), et coupe l'Oligocène des collines de Ronzon et de Denise. La partie située à l'est de cette faille supporte la ville du Puy. Elle représente le voussoir le plus affaissé du bassin. A l'ouest, ce sont les argiles sableuses qui butent contre les calcaires de Ronzon. Elles appartiennent aux voussoirs relevés de la chaîne du Velay comme le montre leur pendage inverse (Pl. X fig. 2). Une faille, encore plus occidentale, est celle qui fait affleurer ces mêmes argiles, à 800 m. d'altitude, à la cascade de la Roche. Elles représentent ici le voussoir le plus élevé que nous connaissions de ce côté du synclinal, et elles disparaissent sous les basaltes de la chaîne du Velay.

D'autres failles ont une direction voisine de la direction nord-sud. Telle est celle qui limite, à l'ouest, la plaine tertiaire affaissée de Saint-Germain Laprade et passe par le dyke basaltique de la Roche Rouge.

Un accident analogue, très important parce qu'il intéresse les sables à chailles que j'ai rapportés au Miocène supérieur, s'observe au Monastier (pl. XI fig. 2). Les flancs de la montagne sont formés entièrement, à l'ouest, par l'Oligocène et le Miocène sur 150 m. d'épaisseur et à l'est, par le granite. La ligne de séparation se confond à peu près avec une ligne de plus grande pente. Au-dessus des terrains ainsi dénivelés, le basalte très ancien, probablement pliocène inférieur (β_1), de Monastier forme une nappe continue. Cette faille se poursuit vers le nord ; elle coupe le soubassement oligocène du plateau des Badioux, passe à l'est de Lantriac et va aboutir à la montagne de Peylenc, en séparant la plaine tertiaire de Saint-Germain-Laprade des hauteurs granitiques qui dominent Noustoulet et Saint-Julien-Chapteuil.

A l'est de cette ligne, en allant vers les hauteurs du Mézenc, la présence du Miocène à chailles à des altitudes croissantes (Freycenet-Latour, 1050 m. Fay-le-Froid, 1150 m. environs de Chaudeyroles, 1200 m.) dénote l'existence de failles analogues. Mais le granite est la seule roche qui s'observe au fond des ravins et il est impossible de préciser la position des lignes de cassures. J'appelle l'attention sur l'altitude considérable des dépôts de Fay-le-Froid et de Chaudeyroles. Si l'on se rappelle que, dans le bassin de l'Emblavès, la base des argiles sableuses est à 500 mètres, on voit que le chiffre total des dénivellations dues aux mouvements orogéniques du Miocène supérieur, dans cette partie du Plateau central, atteint 700 mètres. Le gisement de Fay-le-Froid est très voisin de

la ligne de partage des eaux du bassin de la Loire et du bassin du Rhône. Il serait bien intéressant de chercher la continuation de ces dépôts du côté de l'Ardèche.

Je terminerai par une dernière remarque. Nous verrons, dans un prochain chapitre, que, dans les Coirons et sur le versant oriental du massif du Mézenc, se trouvent des formations sédimentaires renfermant la faune de Mammifères de Pikermi et du Mont Léberon. Or, ces terrains ne sont pas dérangés par les failles. Le jour où les sables à chailles livreront des documents paléontologiques, nous pourrons fixer, avec la plus grande précision, la date des mouvements orogéniques qui ont édifié cette région du Plateau central.

CHAPITRE IV

MASSIFS VOLCANIQUES DU MÉZENC ET DU MÉGAL.

1. STRATIGRAPHIE.

Généralités. Historique. — Les plus anciennes éruptions volcaniques du Velay sont distribuées suivant une aire allongée S.S.E.-N.N.O. de près de 60 kilomètres de longueur sur 15 kilomètres de largeur moyenne.

Au point de vue géologique, l'unité de cette contrée paraît évidente. Au point de vue orographique, on peut la diviser en deux massifs montagneux, qui empruntent leur nom à celui de leur sommité la plus élevée : le massif du Mézenc et celui du Mégal. Il ne faudrait pourtant pas s'exagérer cette distinction, les deux massifs se reliant l'un à l'autre par de hauts plateaux basaltiques d'une attribution difficile. On pourrait considérer le massif du Mégal comme une une simple expansion, vers le nord-ouest, du massif du Mézenc. Les Coirons pourraient être regardés comme une expansion analogue vers le sud-est.

Le massif du Mézenc, continuant directement la chaîne des Cévennes, sépare le bassin de la Loire de celui du Rhône. Le contraste le plus frappant règne entre les deux versants. Il faut faire l'ascension du Mézenc (1754^{m}) pour s'en rendre compte. Tandis que, vers le nord et vers l'ouest, le sol s'abaisse doucement, vers la vallée de la Loire, par des plateaux basaltiques gazonnés, à l'aspect monotone et triste, que relèvent çà et là quelques pointements phonolitiques, du côté de l'est et du sud-est, le panorama est tout différent. Ici, le sol est raviné d'une façon imposante. Les torrents coulent au fond de gorges atteignant jusqu'à 800 mètres de profondeur. Ces gorges sont taillées dans le granite ; elles sont séparées par des crêtes étroites, que couronnent quelques lambeaux volcaniques. Il en résulte un enchevêtrement de lignes, qui est encore compliqué par les profils hardis d'un très grand nombre de dykes de phonolite. Une infinité de plans s'étagent les uns au-dessus des autres jusqu'à la vallée du Rhône, dominée, à une hauteur considérable au-dessus de l'horizon, par la ligne blanche et dentelée de la chaîne des Alpes. Une grande partie de ce versant a été recouverte autrefois par des coulées de laves ; mais sa pente, beaucoup plus considérable, a facilité singulièrement les actions érosives et, tandis que la moitié occidentale

du massif volcanique du Mézenc est encore assez bien conservée, la moitié orientale est réduite à l'état de ruines.

Le massif du Mégal est situé tout entier dans le bassin de la Loire. La rivière le Lignon, dont la source se trouve près du Mézenc, sépare ce massif de la chaîne des Boutières, qui continue la ligne de partage des eaux du Rhône et de la Loire et va aboutir au Pilat. Il se relie au massif du Mézenc par les plateaux basaltiques de Champclause (1200 mètres), se développe jusqu'à Chamalières et Retournac, sur la Loire, et traverse même ce fleuve, sur la rive gauche duquel se voient encore des montagnes phonolitiques. Le massif du Mégal a une altitude moyenne inférieure à celle du massif du Mézenc et le point culminant (*Signal du Mégal* de la Carte de l'Etat-major, *Testevoire* des habitants du pays) n'atteint que 1438 mètres. L'ensemble est aussi plus découpé, plus morcelé que la région du Mézenc. Les produits éruptifs, formant des tables ou des *sucs* isolés, sont séparés par des ravins creusés le plus souvent dans les argiles et les marnes oligocènes.

Je vais d'abord chercher à établir la stratigraphie de ces deux massifs; j'exposerai ensuite les notions que j'ai pu acquérir sur l'âge absolu des diverses roches éruptives qui entrent dans leur constitution ; un chapitre spécial sera réservé à la distribution et à la description pétrographique de chacune d'elles.

Jusqu'à ces dernières années, la stratigraphie des volcans du Velay est restée rudimentaire. Tous les auteurs, même Tournaire, n'ont vu, dans la région qui nous occupe, que du basalte et du trachyte (y compris les phonolites) et presque tous ont admis, d'une façon absolue, l'antériorité de *tous* les phonolites à *tous* les basaltes.

Seul, Poulett-Scrope a émis l'idée hypothétique que les phonolites pouvaient, dans certains cas, être postérieurs aux basaltes. « Je soupçonne fortement, dit-il[1], que, sur plusieurs points de cette chaîne, les éminences phonolitiques reposent sur le basalte qui aurait antérieurement coulé sous forme de lave dans cette direction (la vallée de la Loire) sur la surface du granite ». Le savant anglais recommande l'étude de cette question à tout géologue qui visitera le pays.

A. Burat [2] a observé « des lignes de stratification évidentes et nombreuses des phonolites qui reposent sur des roches basaltiques ». Mais pour lui « ces anomalies ne soutiennent pas un examen approfondi, quelque concluantes qu'elles puissent paraître au premier abord ». Il explique ces prétendues anomalies au profit des cratères de soulèvement. Si le basalte apparaît souvent au-dessous des phonolites, c'est que « ne pouvant traverser l'entassement des masses phonolitiques, ils percèrent latéralement au-dessous de ces masses en les soulevant... »

Tournaire n'a pas hésité davantage à considérer tous les basaltes comme postérieurs aux phonolites et, chose curieuse pour un esprit aussi précis, il a pour-

[1] Géologie des volcans éteints de la France centrale, p. 174.

[2] Description des terrains volcaniques de la France centrale, pp. 209, 224, 225, etc.

tant vu près de Chaudeyroles, au nord du Mézenc, « un gros filon d'un trachyte gris et terne, non sans ressemblance avec certains phonolites, faire saillie au-dessus du basalte terreux et scoriacé »[1].

Ainsi, jusqu'en 1887, on ne voyait, dans les montagnes du Mézenc et du Mégal, que des basaltes et des phonolites, ces derniers étant considérés comme antérieurs aux premiers. On n'avait d'ailleurs établi aucune distinction entre les diverses coulées de chacune de ces deux catégories.

C'est à M. Termier que revient le mérite d'avoir, le premier, démontré que les éruptions de la région du Mézenc étaient plus complexes. Dans une note adressé à l'Académie des Sciences[2], M. Termier a établi la succession suivante à partir du bas :

1. Labradorite augitique précédée de tufs et de cinérites pliocènes.
2. Andésite à labrador et amphibole et andésite à mica noir et pyroxène.
3. Trachyte inférieur à apatite et trachytes vitreux.
4. Trachytes phonolitiques ou phonolites de Tournaire.
5. Basaltes des plateaux.

L'année suivante, en étudiant les environs du Puy, je constatai la présence, dans les alluvions à *Mastodon arvernensis*, de cailloux roulés de phonolites, d'andésites augitiques, de basaltes compactes, de basaltes porphyroïdes, etc. [3] provenant du Mézenc. Je résolus d'aller voir ces roches en place.

Les résultats de cette nouvelle campagne furent exposés devant la Société géologique et je donnai un résumé de ma communication dans les Comptes rendus sommaires [4].

J'introduisais, dans les séries volcaniques du Mézenc et du Mégal, deux nouveaux termes : un basalte compacte, que je plaçais à la base de tout le système volcanique et que je regardais comme la continuation du basalte des Coirons ; un basalte porphyroïde, postérieur au premier, mais également antérieur à la sortie des phonolites.

En 1890, M. Termier[5] a publié le résultat de ses recherches dans le Mégal, où il a constaté la série suivante :

1. Basalte inférieur.
2. Trachytes et phonolites inférieurs.
3. Andésites (généralement micacées) à labrador et à amphibole.
4. Basalte à grands cristaux.
5. Phonolites supérieurs, généralement néphéliniques, parfois à œgyrine.
6. Basalte des plateaux.

[1] *Bull. Soc. géol. de France*, 2. série, t. XXVI, p. 1154.
[2] *Comptes rendus*,.. 5 décembre 1887.
[3] *Bull. Soc. géol. de France*, 3. série, t. XVII, p. 274.
[4] Séance du 2 décembre 1889. N° 3.
[5] *Comptes rendus. Acad. des Sciences*, vol, CX. N° 13. — *Bulletin du service*, t. II. N° 13.

Dans les pages qui vont suivre, je n'ai pas la prétention d'épuiser le sujet. Cet honneur revient à M. Termier, qui a déjà publié, comme on vient de le voir, de très belles observations. Primitivement même, j'étais résolu à laisser, hors du cadre de mes recherches, les régions du Mézenc et du Mégal. J'ai été forcé cependant de les étudier pour faire l'histoire du bassin du Puy, où toutes les roches de la montagne se trouvent en cailloux roulés dans les terrains pliocènes. J'ai dû aussi poursuivre, aux altitudes élevées, ces terrains ainsi que les dépôts oligocènes et miocènes. Enfin, j'ai tenu à acquérir quelques notions sur l'âge absolu des volcans du Mézenc et du Mégal. C'est surtout à ces différents points de vue que j'ai relevé les coupes que je publie, et que je considère simplement comme des jalons pouvant faciliter de nouvelles recherches.

La distinction des coulées et leur stratigraphie sont particulièrement difficiles dans le Velay. Cela tient à leur nature pétrographique. Dans le Cantal et dans le Mont-Dore, les roches sont beaucoup plus variées ; du moins elles se laissent plus facilement distinguer à l'œil nu. Elles forment des coulées énormes, profondément entamées par les vallées. Ces coulées alternent avec de grandes masses de projections et se suivent facilement de l'œil. Dans la Haute-Loire, il n'en est pas de même ; non seulement les superpositions sur une grande épaisseur sont rares, mais encore les coulées superposées ne sont pas séparées par de grands amas de projections ; de là une plus grande difficulté pour les études stratigraphiques. Cette difficulté s'augmente encore de ce fait qu'à l'exception des phonolites et de quelques trachytes, toutes les roches se ressemblent à l'œil nu. On passe, par toutes sortes de transitions, des andésites de nature intermédiaire aux roches basaltiques les plus lourdes. La distinction, sur le terrain, entre les andésites augitiques, les labradorites et les basaltes compactes, est souvent impossible. Il n'est donc pas très étonnant que tous les auteurs n'aient vu que des basaltes là où les procédés actuels de la pétrographie nous permettent de distinguer des roches différentes.

I. MASSIF DU MÉZENC

Cirque des Boutières. — Je prendrai d'abord mes renseignements dans les parties les plus déchirées du massif du Mézenc, c'est-à-dire dans le bassin du Rhône, et en même temps aussi près que possible du centre du massif. C'est là que nous pouvons avoir l'espoir de trouver les coupes les plus complètes.

Le cirque des Boutières, situé au sud du Mézenc, est formé par cette montagne et par une crête en arc de cercle connue sous le nom de Rochers de Cuzet. Au fond du cirque naît le ruisseau de Saliouse affluent de l'Eyrieux, lequel est lui même un affluent du Rhône. La différence d'altitude, entre le sommet du Mézenc et le fond du cirque, au-dessous du hameau de Raffet, atteint près de 600 m., et comme cette dénivellation se présente sur une distance horizontale de deux

kilomètres à peine, les parois du cirque sont très escarpées. Leur étude est des plus intéressantes ; elle permet d'établir la succession de presque toutes les éruptions volcaniques du massif, en même temps qu'elle soulève un grand nombre de problèmes. Il faut attribuer à la difficulté de séjourner dans ces parages l'oubli dans lequel les ont laissés les géologues. Grâce à l'aimable hospitalité que j'ai trouvée à la maison forestière du Mézenc, et dont je suis heureux de remercier ici M. Douvier, inspecteur des forêts au Puy, j'ai pu me rendre compte des grands traits de leur composition géologique.

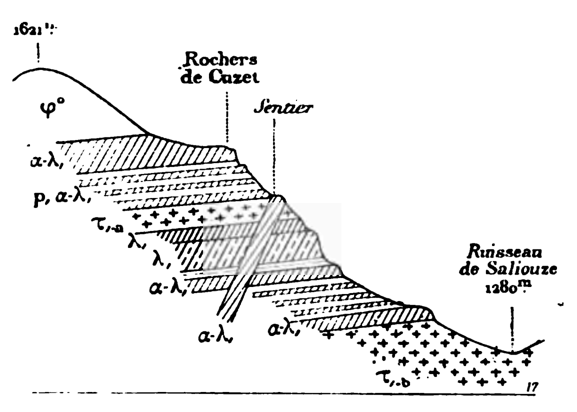


Fig. 17. — Coupe du cirque des Boutières.

La coupe fig. 17 part du point phonolitique 1621, à l'ouest du Rocher de Cuzet, et se termine au petit confluent des deux branches primitives du ruisseau de Saillouze.

Le phonolite du point 1621 (φ^0) est très probablement un témoin rattaché autrefois à la masse principale du Mézenc. Ce phonolite repose incontestablement sur une coulée d'andési-labradorite (α-$\lambda_{,}$)[1] qui forme le sommet du pourtour du cirque des Boutières. Cette superposition est tout à fait évidente sur le flanc du cirque regardant le nord (c'est-à-dire dans la partie sud du cirque). La maison de Rouchon est dominée par un rocher à pic de plus de 150 mètres de hauteur, où le contact du phonolite et de l'andési-labradorite a lieu suivant une ligne très nette et sensiblement horizontale.

L'andési-labradorite repose sur des projections volcaniques bien stratifiées, de couleur grise, agglutinées en bancs bien réglés, plongeant à la fois vers le nord et vers l'ouest. Les bancs les plus résistants sont composés de projections plus volumineuses et forment de belles corniches. Ce sont des tufs de labradorite (p,α-$\lambda_{,}$). A la Croix des Boutières, le tuf a une apparence beaucoup plus ignée. Il y a là une véritable coulée scoriacée rougeâtre, dont les vacuoles sont remplies de beaux cristaux de chabasie et de christianite. Le sentier menant de

[1] Comme on le verra plus loin, je donne ce nom à des roches de nature intermédiaire entre les andésites et les labradorites augitiques.

la Croix des Boutières à Rouchon permet d'étudier ces tufs et ces brèches sous tous leurs aspects. D'après leur plongement, qui se fait à l'inverse des pentes du cirque, il ne me paraît pas douteux que le point d'émission n'ait été situé sur l'emplacement même de ce cirque.

Cette formation repose sur un trachyte compacte gris, se débitant en plaquettes, dans lequel est pratiqué le sentier. Ce trachyte ($\tau_{,-a}$) forme une sorte de lentille ou de gâteau ne s'étendant pas très loin. Il est coupé par un filon dirigé sensiblement nord-sud, parallèlement au sentier, et constitué par une roche noire, se divisant en plaquettes comme le trachyte, surtout à son contact. C'est encore une labradorite riche en microlites d'oligoclase.

Au-dessous vient une coulée de labradorite compacte ($\lambda_,$). Celle-ci repose sur une nouvelle coulée de labradorite d'un faciès tout particulier ; elle est riche en cristaux de pyroxène assez volumineux, qui lui donnent une apparence porphyroïde. Nous la retrouverons sur différents points de la région.

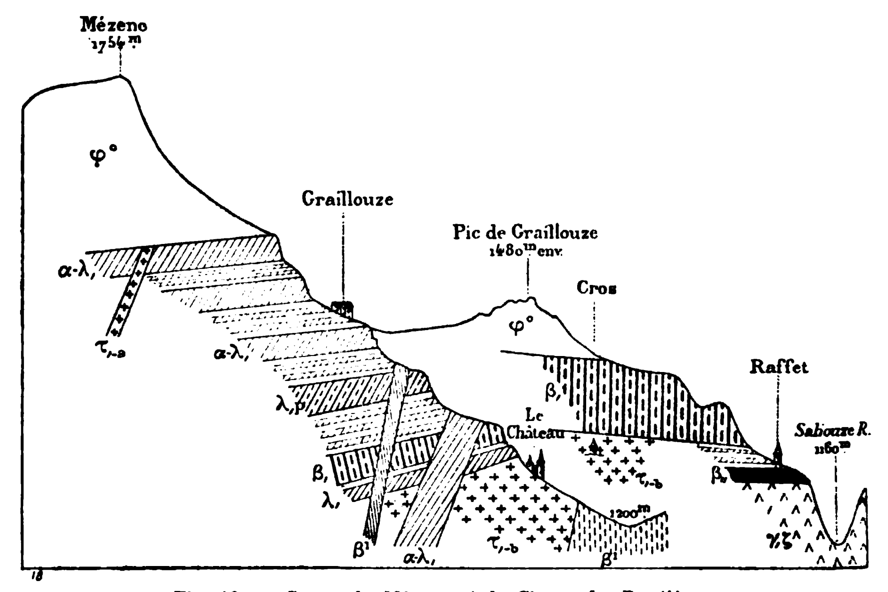


Fig. 18. — Coupe du Mézenc et du Cirque des Boutières.

Puis viennent plusieurs coulées — au moins deux — d'andési-labradorites compactes, ressemblant aux coulées supérieures. Elles sont séparées par des brèches ignées, scoriacées, de coloration rougeâtre ou lie de vin, généralement très altérées.

Enfin, ces andési-labradorites reposent sur un trachyte blanc ou gris, nacré, avec de grands cristaux d'anorthose et se débitant en feuillets, ce qui lui donne un aspect phonolitique. Ce trachyte forme tout le fond du cirque($\tau_{,-b}$).

La coupe fig. 18 part du sommet du Mézenc et traverse le flanc septentrional du cirque. Sur un plan plus éloigné, j'ai représenté une deuxième sec-

tion, ayant la même origine que la première, mais se terminant à 6 ou 700 mètres en aval du point où se termine celle-ci.

Le Mézenc est probablement un point de sortie du phonolite. On peut considérer cette montagne comme la tête d'une épaisse coulée, qui s'est épanchée surtout à l'ouest, et à laquelle appartient l'Ambre (Mt d'Alambre de la Carte de l'État-major).

Quoi qu'il en soit, la masse phonolitique du Mézenc, épaisse d'environ 150 mètres, repose sur d'énormes coulées d'andési-labradorites compactes, séparées par des couches de tufs rougeâtres. Les nappes du rocher de Cuzet, que nous avons vues dans la coupe précédente, ne sont que la continuation de celles-ci. Les fronts, dominant au nord la croix des Boutières et formant à l'est, vers Toureyre et Médille, le piédestal du Mézenc, sont constitués par cette même roche. Près de la croix des Boutières, elle est traversée par un filon de trachyte augitique et micacé ($\tau_{\prime}{-a}$) très remarquable par sa couleur noire, qui le fait ressembler à une andésite augitique.

Les coulées inférieures de ces andési-labradorites compactes, ainsi que la coulée de labradorite porphyroïde, qui se poursuit ici avec les caractères que nous lui avons vus tout à l'heure, sont coupés par un dyke de basalte franc, bleuâtre, rugueux, avec beaux péridots et des cavités tapissées d'hyalite et de zéolites. Cette roche contraste par sa fraîcheur avec les roches encaissantes (β^1).

Un nouveau terme apparaît ensuite. C'est le basalte porphyroïde ($\beta_{\prime}$), que nous allons voir tout à l'heure beaucoup plus développé.

Le ravin situé entre le hameau de Raffet et le Château est creusé dans une roche compacte se débitant en dalles sur plus de 50 mètres de hauteur. Je crois qu'il s'agit d'un dyke très épais de labradorite ou d'andésite augitique traversant les coulées dont je viens de parler. Sur la coupe, il n'est figuré que théoriquement, car sa direction est à peu près celle de la coupe elle-même.

Au basalte porphyroïde fait suite une coulée de labradorite compacte, qui est probablement la continuation du terme inférieur de la coupe précédente et qui repose elle-même sur les trachytes inférieurs ($\tau_{\prime}{-b}$).

Dans le profil du second plan, nous voyons le Pic de Graillouze constitué par un phonolite identique à celui du Mézenc. On peut le considérer, soit comme un dyke indépendant, soit comme un lambeau se rattachant à cette montagne. Le phonolite repose ici sur un basalte porphyroïde $\beta_{\prime}$ à très gros cristaux, semblable à celui du Cantal. Son épaisseur dépasse, sur ce point, 60 mètres.

La partie inférieure de cette belle coulée est en contact avec deux formations bien distinctes. A Raffet, elle repose, par l'intermédiaire de tufs basaltiques rouges très altérés, sur un basalte compacte ($\beta_{\prime\prime}$), non moins altéré, se divisant en boules, avec enduits d'aragonite. Ce basalte repose lui-même, directement, sur le granite gneissique $\gamma_{\prime}\zeta$, qui forme une haute falaise, au bas de laquelle coule le ruisseau de Saliouze.

A 200 mètres à l'ouest de Raffet, au Cros, le basalte porphyroïde est en contact avec le trachyte ($\tau_{\prime}{-b}$). Les rapports de ces deux roches s'observent

nettement au dessus de la maison la plus orientale de Cros. Il ne me paraît pas douteux que le basalte compacte ne soit situé au-dessous du trachyte, mais je ne saurais l'affirmer.

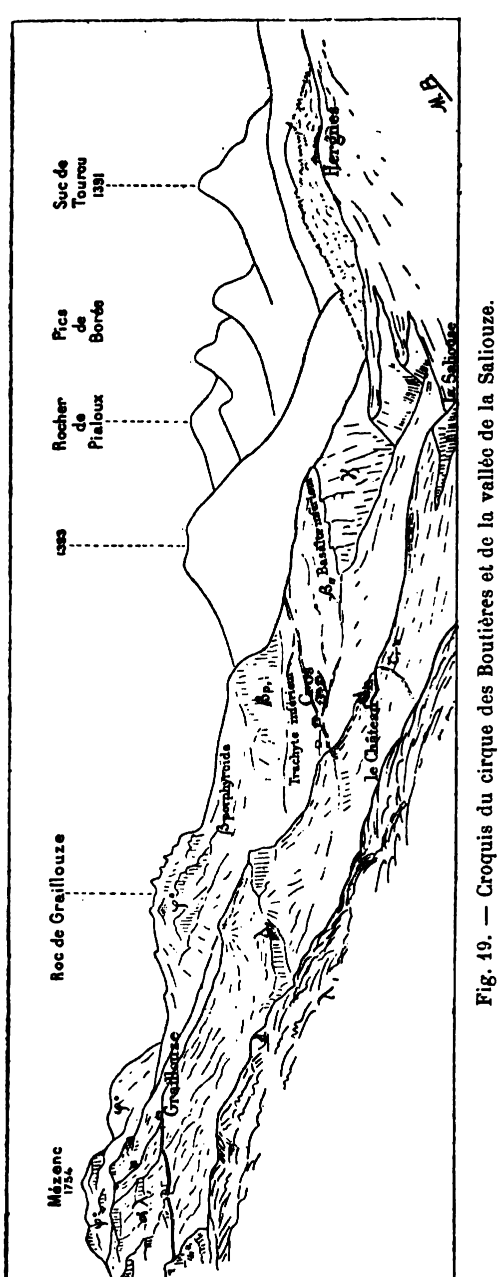


Fig. 19. — Croquis du cirque des Boutières et de la vallée de la Saliouze.

Quand on remonte le lit du cours d'eau, à partir du confluent formé par le petit ruisseau qui descend de Palapos, on marche sur le granite gneissique sur une longueur de 5 ou 600 mètres. Puis, brusquement, apparaissent des brèches ignées grises, très hétérogènes avec des cailloux de trachytes phonolitiques, d'andésites ou de labradorites augitiques et surtout de granite. Ces brèches (β^1) sont accompagnées de tufs rouges. Elles coupent le granite et le phonolite inférieur comme à l'emporte-pièce, et mériteraient une étude minutieuse que le temps ne m'a pas permis de faire. Je suppose que ces brèches représentent une cheminée volcanique d'âge postérieur à toutes les coulées que je viens d'énumérer.

Telle est la constitution du cirque des Boutières, où les roches tenant à la fois des andésites augitiques et des labradorites jouent, en somme, le rôle prédominant. Les coupes que je viens de décrire pourront être modifiées dans les détails, notamment en ce qui concerne les épaisses coulées d'andési-labradorites du sommet, dont quelques-unes peuvent appartenir à des variétés pétrographiques un peu différentes. A l'œil nu, toutes ces roches se ressemblent

extraordinairement; j'ai été obligé de les déterminer quelquefois par comparaison avec d'autres. Malgré cela je crois que ces coupes sont exactes dans les grands traits; elles suffisent pour établir la succession éruptive dans ce district.

La fig. 19 est un croquis que j'ai pris d'un point situé au-dessous du sentier conduisant de la Croix des Boutières au hameau de Rouchon. On y voit les trois contreforts suivant lesquels les coupes ci-dessus ont été pratiquées. Les plans plus lointains sont formés par des pics phonolitiques surgissant pour la plupart, au milieu du granite.

Vallée de la Rimande. — Cette vallée est située au nord de la vallée de la Saliouze, dont elle est séparée par les montagnes de Saint-Clément. La Rimande est aussi un affluent de l'Eyrieux. Elle entame profondément le terrain volcanique et atteint le granite après un parcours de 4 ou 5 kilomètres seulement.

J'ai relevé plusieurs coupes transversales.

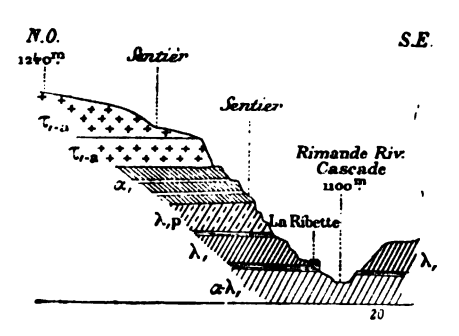


Fig. 20. — Coupe de la vallée de la Rimande.

Tout le plateau, situé entre les points 1300 et 1212, est occupé par un trachyte compacte, noirâtre quand il est frais, blanc nacré quand il est altéré, se débitant en plaquettes, souvent vitreux et très pauvre en grands cristaux. Nous l'avons déjà vu au cirque des Boutières ($\tau_{,-a}$). Nous le retrouverons un peu partout, dans le massif du Mézenc, où il joue un rôle assez important. Près de la grange de Lardeyrol, non loin de laquelle passe la coupe fig. 20, la coulée a une forte épaisseur ; elle présente une structure plus massive ; sa base est scoriacée. Elle repose sur une nouvelle coulée de trachyte augitique, noir, compacte, ressemblant beaucoup au trachyte que nous avons vu en filon au nord de la Croix des Boutières. L'épaisseur de ce trachyte est d'environ 15 mètres [1].

Au-dessous vient une alternance de coulées d'andésite augitique $\alpha_{,}$ compacte, vitreuse et de coulées scoriacées, de brèches ignées rougeâtres. Epaisseur : 25 mètres environ.

[1] Les chiffres des épaisseurs sont très approximatifs : il varient beaucoup d'un point à un autre.

Elles reposent sur une belle nappe d'une roche porphyroïde, massive, formant, sur tout le flanc de la vallée, des escarpements d'une vingtaine de mètres. C'est une labradorite à olivine, la même évidemment que celle du cirque des Boutières ($\lambda_{,p}$) ; elle est parfois singulièrement riche en péridot et se rapproche alors des basaltes, notamment du basalte porphyroïde.

Elle repose, par l'intermédiaire de tufs rougeâtres, sur une autre coulée de labradorite relativement riche en grands cristaux d'olivine, mais n'ayant pas le faciès porphyroïde de la première. — Epaisseur : 25 m. environ.

Au-dessous viennent encore des brèches ignées, puis une nappe d'andési-labradorite (α-$\lambda_{,}$), avec microlites de péridot, et formant une cascade un peu au-dessus de La Ribette.

La coupe fig. 21 a été pratiquée en partie parallèlement à la précédente, à

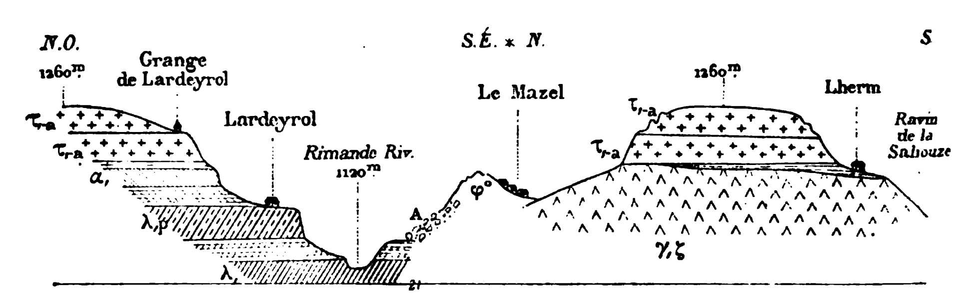


Fig. 21. — Coupe transversale de la vallée de la Rimande, de Lardeyrol à Lherm.

500 mètres en amont. Le flanc gauche de la vallée reproduit exactement la succession que je viens d'indiquer, sauf que le thalweg est ici creusé dans la labradorite compacte. Sur le flanc droit, cette labradorite et les brèches subordonnées paraissent bien passer sous la butte du Mazel, formée par un beau phonolite à néphéline et à noséane (φ^o). Mais les éboulis de phonolite empêchent d'observer le contact. Quand on a dépassé la butte du Mazel, on est tout étonné de rencontrer le granite. Celui-ci disparaît bientôt dans un petit bois de pins et, en gravissant la colline au-dessus du village de Lherm, on retrouve successivement les deux coulées de trachyte augitique, qui sont la continuation évidente de celles de Lardeyrol.

A l'époque de la sortie des labradorites, la montagne de Lherm devait constituer un relief granitique, bordé par une vallée qui a été comblée par les labradorites. Les trachytes ont ensuite recouvert le tout. De sorte que le phonolite du Mazel, quel que soit d'ailleurs son mode de gisement, dyke ou lambeau de coulée, est postérieur à l'érosion des trachytes, lesquels, au début, formaient évidemment une nappe continue.

A deux kilomètres en amont, (fig. 22) apparaît un trachyte gris inférieur $\tau_{,-b}$, semblable à celui de Cros, dans la vallée de la Saliouze. Les maisons de Vahille sont bâties sur ce trachyte. Il est surmonté par une ou plusieurs coulées d'une an-

désite augitique, qui est la continuation de l'andésite de Lardeyrol. On retrouve, au sommet du plateau, la nappe de trachyte ($\tau_{,-a}$), que nous avons vue dans les coupes précédentes.

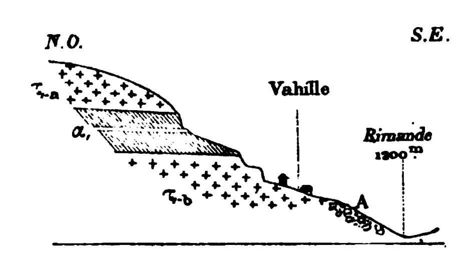


Fig. 22. — Coupe de la vallée de la Rimande, à Vahille.

Les coupes ci-dessus ont été empruntées au département de l'Ardèche, c'est-à-dire à la partie la plus ravinée du massif du Mézenc. Je vais maintenant étudier la composition géologique des hauts plateaux qui forment le versant de la Loire et des vallées où coulent les afluents de ce fleuve.

Environs de Fay-le-Froid.—La stratigraphie des coulées est assez obscure aux environs de Fay-le-Froid. Le fond de la vallée du Lignon est occupé, comme nous l'avons vu, par des dépôts argilo-sableux, avec chailles et éléments basaltiques. Au pont de la route du Puy, cette formation est recouverte par des basaltes compactes, divisés en plusieurs coulées, qui forment le plateau sur lequel est bâti le bourg de Fay. A 1500 mètres en aval du pont, à l'Ollier, une coulée d'andésite augitique repose sur le Miocène, par l'intermédiaire de tufs argileux blanchâtres. Cette coulée est surmontée par les nappes basaltiques (β^o) qui recouvrent tous les plateaux des environs.

A l'est de Fay-le-Froid, la composition de ces plateaux est très uniforme. La coupe fig. 23 en donne une idée. Quand on prend le chemin de Fay-le-Froid à

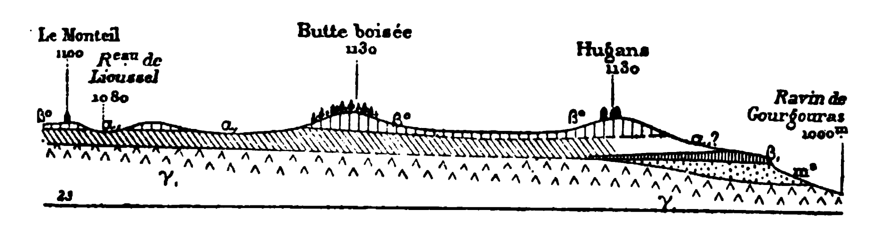


Fig. 23. — Coupe du Monteil à Gourgouras.

Saint-Romain, on quitte la vallée du Lignon aux Crochets. Le fond de la vallée est occupé par un basalte compacte divisé en gros prismes, à péridot bien visible. Au Monteil, la surface du plateau est constituée par un basalte avec de nom-

breux cristaux de péridot et de pyroxène augite, qui lui donnent un aspect semi-porphyroïde (β^0). Ce basalte joue un grand rôle dans le massif du Mézenc; nous le retrouverons partout sur les plateaux; il est très important de rechercher sa véritable position stratigraphique.

La petite région, que j'étudie en ce moment, est légèrement ondulée, comme le montre la coupe. Tous les mamelons et les parties hautes sont formés par ce basalte, qui ressemble parfois singulièrement au basalte porphyroïde et qui, à Hugans, est pétri de cristaux d'olivine aux formes cristallines d'une netteté remarquable. Les parties basses sont occupées par une andésite augitique ($\alpha_,$) identique à celle de l'Ollier.

En descendant d'Hugans dans le ravin de Gourgouras, on coupe probablement cette coulée d'andésite, que le gazon empêche d'observer nettement, et l'on trouve, à un niveau inférieur, une nappe de basalte compacte que le ruisseau de Gourgouras franchit en cascade ($\beta_,$). Ce basalte repose sur une épaisse formation d'argiles ligniteuses et de sables renfermant des empreintes de plantes fossiles (m^s). Je reviendrai sur cette formation en parlant de l'âge des éruptions volcaniques. Elle repose sur le granite.

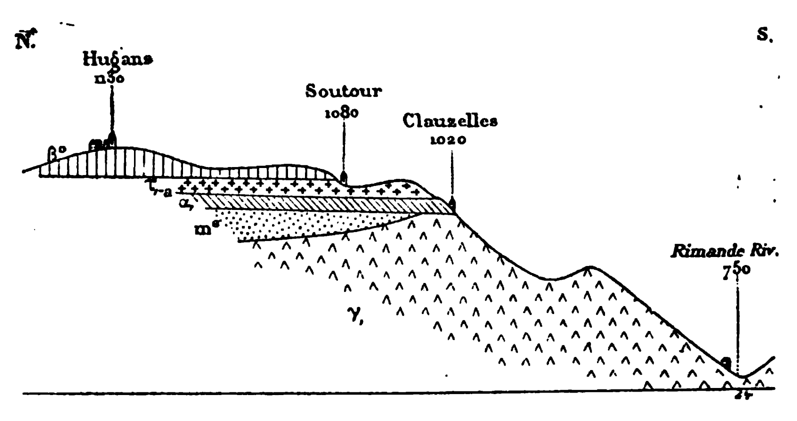


Fig. 24. — Coupe d'Hugans à Clauzelles et à Rimande.

La fig. 24 représente une coupe partant de la colline d'Hugans et se dirigeant vers le sud, c'est-à-dire à angle droit de la première.

Le basalte à gros cristaux d'olivine et d'augite (β^0) se poursuit jusqu'à Soutour. Là il recouvre une coulée de trachyte augitique ($\tau_{,-a}$), qui forme la plus grande partie des escarpements supérieurs du ravin de Soutour. Sur certains points, cette coulée atteint 50 mètres d'épaisseur. La roche se présente en grandes masses, qui se divisent souvent en dalles et en plaquettes avec la plus grande facilité. Quand elle est fraîche, elle est d'une couleur gris de fer ou noire, qui la fait ressembler plutôt à une labradorite qu'à un trachyte. Quand elle s'altère, elle devient blanchâtre. La butte de Chanalettes est couronnée par cette roche (*bp* de Tournaire).

Je suppose que cette coulée se termine en biseau vers le nord et ne passe

pas entièrement sous la butte d'Hugans. Elle repose, par l'intermédiaire de tufs et de brèches ignés, sur une andésite augitique (α_1), qui forme le front inférieur de la butte de Chanalettes et de Clauzelles. Ici l'andésite repose sur le granite, mais à l'ouest de ces localités, dans le petit ravin des Bartes, elle recouvre une formation analogue à celle de Gourgouras.

Environs de Saint-Front. — Les plateaux des environs de Saint-Front sont formés par le basalte semi-porphyroïde (β^o). Au village même, cette roche est exploitée comme pierre de taille (fig. 25).

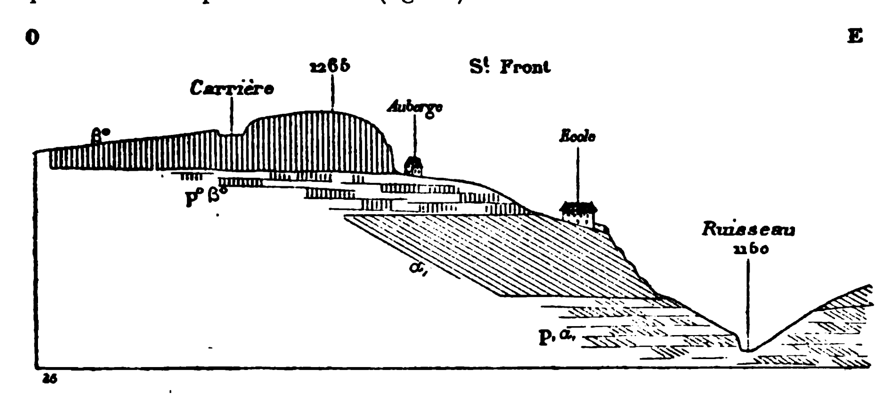


Fig. 25. — Coupe à Saint-Front.

Au-dessous viennent des scories agglutinées dans une ocre rouge et présentant une épaisseur plus ou moins considérable suivant les points. Elles reposent sur une coulée d'andésite augitique très compacte, à cassure vive (α_1). Le lit du ruisseau est creusé dans un tuf de projections andésitiques, bien stratifiées.

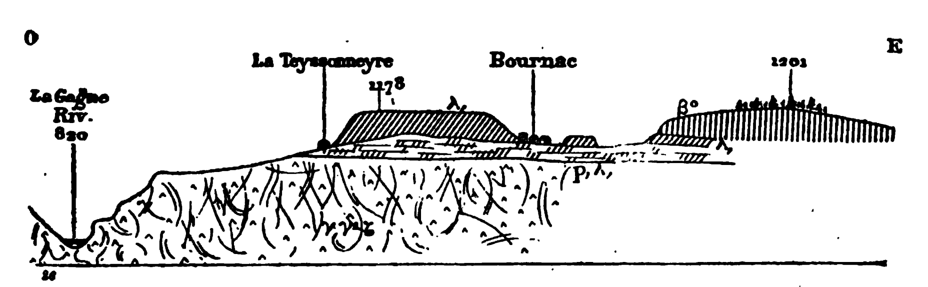


Fig. 26. — Coupe du plateau de Bournac.

La surface du plateau situé à l'ouest de Saint-Front, entre les vallées de la Gagne et de l'Aubépin, est formé par le basalte semi-porphyroïde. A Bournac, (fig. 26) on ne retrouve pas l'andésite augitique. La place est occupée par une

labradorite ($\lambda_{,}$), qui forme la butte du point 1178 et un petit témoin situé au milieu même du village de Bournac. La labradorite repose sur des tufs de projections des plus intéressants, où l'on trouve, à foison, des cristaux d'augite, d'hornblende, d'andésine et des enclaves de natures diverses. Les terrains volcaniques n'occupent que le sommet du plateau. Les profonds ravins qui l'entourent sont creusés dans des gneiss injectés de granite et de granulite.

Environs des Estables et de Monastier. — La figure 27 représente le profil du flanc droit de la vallée de la Gazelle, cours d'eau qui prend sa source à l'ouest de la Croix des Boutières et se jette dans la Loire, après avoir changé plusieurs fois de nom. La nouvelle route des Estables à Monastier offre une belle coupe.

Aux Estables, on se trouve encore en présence du basalte semi-porphyroïde (β^{o}). J'ai longtemps hésité sur la position stratigraphique de ce basalte. J'ai d'abord pensé qu'il supportait, non seulement la masse phonolitique de l'Ambre, mais encore la coulée de trachyte augitique ($\tau_{,-a}$) située au-dessous du phonolite (φ^{o}). Pour ce qui est du phonolite, je ne puis me baser que sur la topographie, et il faut convenir que les formes du terrain se comprennent mieux, dans l'hypothèse de la superposition du phonolite sur le basalte, que dans l'hypothèse d'une disposition en placage. Mais pour ce qui est du trachyte augitique, il n'est pas douteux que cette roche ne soit antérieure au basalte. Nous avons vu nettement la superposition à Soutour. A l'Aubépin, le placage est tout aussi évident[1].

Le basalte à grands cristaux forme la partie supérieure des plateaux de la Grangette, des Chanaux. Il se poursuit vers Moudeyres, Freycenet-Latour, etc.; il constitue, dans cette région, comme dans celle de Saint-Front et celle de Fay-le-Froid, le dernier revêtement volcanique.

Près de la Grangette, la route quitte ce basalte et coupe toute une série de coulées inférieures de basalte compacte avec péridot rare à l'œil nu et ressemblant souvent à des labradorites. Ces coulées, au nombre de quatre ou cinq, alternent avec des tufs ou des brèches ignées, rouges, fortement décomposées. Sur le terrain, j'avais cru retrouver les labradorites et les andésites augitiques que nous avons vues dans plusieurs localités. Mais, au microscope, toutes ces roches se sont trouvées de véritables basaltes.

A quelques centaines de mètres au-delà de La Vacheresse, la coulée la plus inférieure est formée par un basalte vitreux, à texture euritique, à cassure conchoïdale, qui repose sur des cinérites grossières et des argiles noirâtres, ligniteuses, avec morceaux de bois fossile et des empreintes de plantes. A quelques mètres plus loin affleure le granite.

La formation cinéritique et ligniteuse se retrouve, avec un plus beau développement, à trois kilomètres vers le nord, à l'Aubépin, où les lignites ont donné lieu à quelques exploitations peu importantes.

[1] Sur la fig. 27, le trachyte $\tau_{,-a}$ paraît reposer sur le basalte β^{o}. C'est que cette figure est un *profil* et non une *coupe*. Le basalte est représenté *en placage* sur le trachyte.

Je dirai plus loin la place que doivent occuper, dans l'ordre stratigraphique, les épaisses coulées de basalte dont je viens de parler. Pour le moment, je tiens à faire remarquer qu'elles paraissent remplacer ici les coulées d'andési-labradorites que l'on trouve ailleurs.

J'ajouterai qu'à 300 mètres en aval de la Grangette, ces basaltes sont coupés par un filon d'andésite augitique ($\alpha_{,}$). A Moulin-Béraud, un autre dyke, beaucoup plus volumineux, de la même roche traverse le granite.

La coupe fig. 2 de la Pl. XI, à plus petite échelle et beaucoup plus étendue, montre, d'une part, ces basaltes se poursuivant jusque dans le bassin du Puy, où ils forment les plateaux de Monastier, du Mont, etc. et, d'autre part, les relations, d'ailleurs assez obscures, qu'ils ont avec les roches des environs du Mézenc.

Cette coupe montre également que le relief du plateau granitique antérieur aux éruptions volcaniques était analogue au relief des montagnes actuelles tout en étant beaucoup plus adouci. Seulement, la ligne de faîte se trouvait à l'ouest de la position qu'elle occupe actuellement. Le granite se montre, en effet, aux environs des Estables à 1360 mètres, tandis qu'il est seulement à 1200 mètres au fond du cirque des Boutières.

Fig. 27. — Profil géologique du flanc droit de la vallée de la Gazelle.

Région du Gerbier-des-Joncs, entre le Mézenc et les Coirons. — L'étude de la région située entre les montagnes des Coirons et le massif du Mézenc devait *a priori* être des plus intéressantes. Malheureusement il n'est pas facile de trouver un gîte dans cette contrée, et je n'ai pas eu beaucoup de temps à lui consacrer. J'ai pu cependant dresser la coupe, fig. 1 de la pl. XI, qui donne le profil de la ligne de hauteurs reliant le Mézenc au col de Mézilhac, dans l'Ardèche.

J'ai représenté, d'une façon un peu schématique, la série des formations volcaniques du cirque des Boutières. La coupe suivant la crête des rochers de Cuzet ne

passe pas par le seuil granitique ancien, dont j'ai parlé tout à l'heure et qui se trouvait plus à l'ouest.

Les coulées d'andési-labradorites de la croix des Boutières, ainsi que les brèches qui leur sont subordonnées, se poursuivent jusque vers la Chartreuse de Bonnefoy. Je ne saurais affirmer leur existence au sommet de la montagne boisée (point 1481) qui domine le village des Pradoux. Mais on constate facilement que les flancs de cette montagne sont formés par du basalte porphyroïde ($\beta_{,}$), reposant sur du basalte compacte ($\beta_{,,}$), lequel recouvre le granite.

La butte du point 1435 est composée par du phonolite situé au-dessus d'un basalte compacte, lequel est séparé du granite gneissique par une faible épaisseur d'argiles sableuses semblables à celles de Fay-le-Froid.

Sur une longueur de 800 mètres environ, la ligne de faîte est constituée par le granite. Aux Princes, on retrouve le basalte compacte. Dans la notice explicative de la carte géologique de la feuille de Largentière, M. Fabre a indiqué des basaltes souvent altérés se rattachant à celui qui nous occupe. « Près-du-Gerbier des Joncs (feuille du Puy), dit-il, à 1,400 mètres d'altitude, la wacke inférieure repose sur les argiles sableuses miocènes, et alterne avec elles. » M. Fabre ayant bien voulu m'indiquer le point où il avait fait cette constatation intéressante, j'ai cherché à le retrouver. Ce que j'ai vu m'a paru peu concluant. Je suis loin pourtant de vouloir infirmer l'observation de M. Fabre, observation qui concorde avec un ensemble de faits dont je parlerai plus tard. Il est probable que je n'ai pas su retrouver le point exact signalé par notre savant confrère.

Le Gerbier-des-Joncs est un pic phonolitique dont la base repose sur un basalte à grands cristaux, ou porphyroïde, et un basalte compacte.

Le soubassement des points 1506 et 1517 (pic de Liberté) est constitué de la même manière. Le col, qui sépare Liberté de la montagne d'Ourseyres, entame profondément le basalte compacte inférieur. Au-dessus de Bourlatier, on rencontre de nouveau un très beau basalte porphyroïde. Le contact de cette roche avec le basalte compacte inférieur s'observe nettement un peu au-dessus de la route qui mène à Lachamp-Raphaël. Le phonolite d'Ourseyres repose non moins nettement sur le basalte porphyroïde.

A partir de ce point, on quitte la ligne de faîte entre le bassin de la Loire et celui du Rhône et l'on entre dans ce dernier, en suivant la crête qui représente l'origine des Coirons. De cette crête partent, à droite, c'est-à-dire au sud, les contreforts entre lesquels coulent les affluents de l'Ardèche et à gauche, les contreforts qui séparent les affluents de l'Eyrieux.

Jusqu'à Lachamp-Raphaël, on suit les deux nappes basaltiques surmontées, çà et là, par de petits témoins phonolitiques. Le village de Lachamp-Raphaël est bâti sur la coulée compacte inférieure, avec péridot bien visible à l'œil nu.

Le suc de Montivernoux reproduit encore la même superposition du phonolite au basalte porphyroïde et de celui-ci au basalte compacte.

Puis viennent le granite, un lambeau de basalte inférieur et l'on franchit le col de Mézilhac, au-delà duquel se développent les basaltes des Coirons.

La région entre le Mézenc et les Coirons nous montre, à l'évidence, les éruptions de phonolite précédées de plusieurs éruptions basaltiques. Dès lors, on peut admettre que les basaltes compactes des environs des Estables et de Monastier, qui occupent la même position stratigraphique que les andési-labradorites du Mézenc, sont contemporains de ces dernières roches.

Quant au basalte que j'ai distingué par l'épithète de semi-porphyroïde, il est certainement postérieur aux trachytes augitiques supérieurs $\tau_{,-a}$, et j'admettrai volontiers, bien qu'à mon avis le fait ne soit pas absolument démontré, qu'il est également postérieur aux phonolites φ^o.

Il y a d'ailleurs, au Mézenc, des basaltes incontestablement plus récents que les phonolites. M. Termier a signalé un filon de basalte sur le flanc nord du Mézenc. Le phonolite est traversé par un filon analogue à Costebelle, près du col de l'Ambre. Aux Seuils, des tufs basaltiques renferment de nombreux fragments de phonolite. Je pourrais également citer les grands plateaux basaltiques que dominent les sucs de Breysse, mais ces volcans font partie du système de la chaîne du Velay.

Certains basaltes des environs de Borée sont peut-être encore plus récents et correspondent, dans les régions du Mézenc, aux éruptions formidables de la chaîne du Devès, mais je ne les ai vus qu'en passant et ne saurais fournir sur leur compte des renseignements précis.

En résumé, la série éruptive du Mézenc, telle qu'elle ressort des coupes ci-dessus, est la suivante, à partir du haut :

β^1 — Basaltes supérieurs.
β^o — Basaltes semi-porphyroïdes.
φ^o — Phonolites.
$\tau_{,-a}$ — Trachytes supérieurs.
$\alpha_,$ — Andésites augitiques.
$\lambda_, \beta_,$ — Labradorites, basaltes compacts et porphyroïdes.
$\tau_{,-b}$ — Trachytes inférieurs.
$\beta_{,,}$ — Basaltes miocènes[1].

II. — MASSIF DU MÉGAL

Le massif du Mégal se relie à celui du Mézenc par les plateaux basaltiques de Champelause, où nous retrouvons le basalte semi-porphyroïde presque partout très altéré.

[1] L'épithète *miocène* sera justifiée dans le chapitre suivant.

Au-delà viennent les grandes masses phonolitiques formant les montagnes de Boussoulet, du Mégal, de Lizieux, de Raffy, du Rand, du Loségal, les plus importantes du Velay.

Après avoir dépassé le Pertuis, toujours en se dirigeant vers la Loire, on tombe dans le bassin tertiaire de l'Emblavès, où le terrain volcanique, primitivement fort étendu, est aujourd'hui extrêmement morcelé, ne formant que des témoins isolés, tables basaltiques ou *sucs* phonolitiques, à l'exception des épaisses coulées de phonolite situées de chaque côté de la Loire, près de Retournac.

Examinons d'abord les environs de la montagne du Mégal. Cette région, qui est la plus intéressante au point de vue stratigraphique parce qu'elle est la plus compliquée, a déjà été l'objet d'une description détaillée de la part de M. Termier [1].

Environs de Queyrières. — La coupe, fig. 3, pl. XI, est faite suivant une ligne brisée composée de deux lignes droites : 1° du Mont-Chanis au rocher de Roucoules, suivant une direction N.-E.-S.O.; 2° du rocher de Roucoules au point 1325, au nord de la montagne du Mégal (Testevoire des habitants du pays), suivant une direction E.-O. Elle résume, en les complétant, deux profils publiés par M. Termier, profils que j'interpréterai cependant d'une manière un peu différente.

Lorsqu'on va de Saint-Julien-Chapteuil à Queyrières, l'on marche très longtemps sur les argiles sableuses oligocènes, auxquelles succède une rampe granitique commençant le haut plateau primitif sur lequel se sont déversées les laves de la région volcanique du Mégal. Il est d'ailleurs très difficile de savoir si le contact a lieu par failles, ou bien si ce seuil granitique existait déjà au moment du dépôt des argiles oligocènes. Dans tout ce district, les contours de ces dernières sont très capricieux et ne se prêtent guère à une délimitation par failles.

Au-dessus du granite, repose, à Queyrières, un basalte compacte, très altéré, auquel sont subordonnés des brèches et des tufs scoriacés. Ce basalte a des caractères minéralogiques qui le rapprochent des basaltes miocènes de la région du Mézenc et du Gerbier-des-Joncs. Je n'hésite pas à le considérer comme se rapportant sensiblement à la même époque. Ce basalte s'observe bien, ainsi que l'a dit M. Termier, sur la route même, au-dessous de la butte de Queyrières (β_1 de la coupe). Il s'observe mieux encore de l'autre côté du ruisseau, dans un petit chemin creux qui mène de Barrot aux Sauvages. On le suit jusqu'au pied d'une butte couronnée de pins et formée par un témoin de trachyte se rattachant au Mont-Chanis.

Au-dessus du basalte vient un trachyte gris, bulleux, accompagné de tufs et supportant les maisons de Queyrières (τ_1). Le contact des deux roches est visible sur la route, au-dessous de l'église.

[1] *Bull. des Services*, n° 13.

A quelques dizaines de mètres de ce point, s'élève une butte contournée par la route et formée par un trachyte d'aspects très variés. M. Termier regarde cette butte comme un dyke de phonolite du type supérieur. Je ne crois pas devoir partager cette opinion. Je considère que cette masse trachytique et le trachyte du village même de Queyrières font partie, sinon d'une même coulée, au moins d'une même formation. Tels échantillons de la roche en litige sont très différents de celle de Queyrières. Mais j'ai déjà dit que le trachyte de la butte était très variable d'aspect, de structure et de composition. Les belles tranchées de la route permettent de s'en rendre compte. A l'ouest, au point de contact avec le granite, la roche est bulleuse, comme à Queyrières. Ailleurs elle est massive, prismatique, surtout dans les parties profondes des tranchées, où elle est grise, noirâtre ; quand elle s'altère, elle prend une teinte plus claire et même blanchâtre ; elle offre généralement de nombreux cristaux d'amphibole et de feldspath. Au tournant supérieur de la route et dans les rochers qui se trouvent au-dessous, elle est blanche, nacrée, fissile, sans grands cristaux et ressemble tout à fait à certaines variétés du trachyte de Queyrières. Enfin il m'a semblé que les deux roches passent de l'une à l'autre sans solution de continuité. Je crois donc être autorisé à penser que le trachyte de Queyrières n'est que la continuation de celui de la butte, dont il représente la partie inférieure.

Celui-ci se poursuit au-dessous de la route, dans les prés, où il se termine par des rochers saillants et un ressaut en arc de cercle.

De l'autre côté du ruisseau, l'on voit un petit lambeau de trachyte reposant sur le basalte inférieur. Cette roche, celle qui suporte le bouquet de pins du point 1100 et celle qui constitue le Mont-Chanis ont des caractères pétrographiques assez voisins pour qu'il me soit permis d'y voir encore des produits contemporains du trachyte de Queyrières et de ses abords.

Je puis ajouter tout de suite que je rattache également à cette poussée volcanique le trachyte du dyke de Monac, celui du point 1206 de la carte de l'état-major, à l'ouest de Montusclat (c'est le Mont-Charret des habitants du pays), la belle roche qui affleure près du village de Montusclat, et peut-être aussi le trachyte de Monedeyres. Malheureusement, les rapports stratigraphiques ne nous apprennent rien à Monac et au Mont-Charret, où la roche volcanique n'offre de relations qu'avec l'Oligocène et le granite. A Montusclat, le trachyte repose sur les argiles sableuses ; il est surmonté par des basaltes dont il m'a été impossible de découvrir l'âge relatif.

Enfin, il faut rapprocher cette série trachytique très importante des roches semblables que j'ai observées à la Chartreuse de Bonnefoi et aux Dents du Mézenc, dans le massif de ce nom.

Le village de Queyrières est dominé par un rocher très pittoresque (le Calvaire) formé par une roche noire, demi-porphyroïde, disposée en prismes divergents du plus bel effet. C'est une labradorite à olivine, avec de nombreux microlites feldspathiques, dont l'extinction ne dépasse pas 20° dans la zone perpendiculaire à g^1. Elle rappelle tout à fait les labradorites de la région du Mézenc. Comme dans ces dernières, les plaques minces sont plus ou moins riches en grands cris-

taux d'olivine. Les petits cristaux sont toujours présents. Ce lambeau est tout à fait isolé ; il repose sur le trachyte gris. M. Termier pense qu'il représente un point d'émission. Deux autres petits lambeaux d'une roche analogue se trouvent près de Valpilière, à deux cents mètres du premier, au milieu du granite.

Au sortir du village de Queyrières, vers le nord, le granite réapparaît sous le trachyte et monte jusqu'aux maisons de Roucoules, que domine une petite butte phonolitique.

A partir de Roucoules, en se dirigeant vers l'est, on trouve une ou plusieurs coulées d'andésites augitiques ($\alpha_{,}$) étudiées par M. Termier. Ces coulées sont coupées par la route de Queyrières à Araules, au-dessus du hameau de Raffy.

M. Termier croit qu'elles reposent, dans les prés situés en contrebas de la route, sur des trachytes semblables à ceux de Queyrières, dont il serait difficile de les séparer. Cette dernière constatation est d'autant plus intéressante, à mes yeux, que les échantillons, prélevés à ces coulées d'andésites, me montrent des roches où les microlites d'orthose sont de beaucoup les éléments feldspathiques prédominants du second temps, sinon les éléments exclusifs. Aussi dans ma première visite à ces gisements, avais-je rapproché ces roches du trachyte de Queyrières. Mais les descriptions pétrographiques de M. Termier ne me permettent pas de maintenir sûrement cette opinion. Il est probable que mes échantillons n'ont pas été prélevés aux coulées les plus basiques de cet ensemble très difficile à détailler.

Les andésites sont surmontées par le phonolithe à néphéline (φ^0), qui forme le sommet du point 1380 et se rattache aux coulées de la montagne du Mégal. De l'autre côté, ce phonolite repose sur une nappe de basalte porphyroïde ($\beta_{,}$), formant des rochers derrière les maisons de la Jame. M. Termier a observé nettement la superposition du basalte porphyroïde à l'andésite. Le basalte s'intercale donc en lentille entre l'andésite et le phonolite supérieur.

Au delà du col de la Jame, on touche de nouveau le phonolite du Mégal.

Le fond de la vallée, au-dessous de Raffy, est occupé par un basalte qu'on pourrait considérer, à défaut de renseignements suffisants, soit comme un basalte postérieur à tous les autres produits volcaniques de ce district, soit comme antérieur à tout l'ensemble et représentant, par suite, le basalte inférieur de Queyrières.

Une circonstance peut faire pencher pour la première de ces hypothèses. C'est la présence, près du hameau appelé Le Mas, d'un amas de brèches ignées, grises ou jaunâtres, paraissant à première vue de nature basaltique. Elles renferment des blocs de toutes dimensions et de toutes natures. Les éléments trachytiques ou andésitiques de diverses variétés dominent comme nombre et comme grosseur. Il en est de plusieurs mètres cubes. Il y a aussi du basalte porphyroïde, du granite, de la granulite, des gneiss, des micaschistes, des gneiss amphiboliques, etc. En même temps, on peut recueillir une grande quantité de cristaux d'augite bien dégagés de leur gangue.

Au microscope, une section mince de la partie compacte de cette brèche se montre formée par une pâte vacuolaire englobant des fragments de diverses natures.

Les uns sont des morceaux de basalte ayant les caractères microscopiques du basalte inférieur de Queyrières. Les autres se rapportent aux trachytes à amphibole de la région. Ce sont les plus nombreux. Quant à la pâte vacuolaire, elle est constituée par une matière vitreuse, brune, palagonitique, renfermant de gros cristaux d'augite, d'hornblende et des grains de quartz arrachés. Je n'ai pas vu d'olivine.

On peut se demander si ces caractères conviennent à des brèches basaltiques. Il est possible que celles du Mas correspondent à des éruptions d'une autre nature. Tout ce qu'on peut affirmer, c'est qu'elles sont postérieures au basalte inférieur et aux trachytes à grands cristaux d'amphibole.

Telle est la constitution géologique des environs de Queyrières, sur laquelle les lecteurs trouveront d'autres détails dans le mémoire de M. Termier.

Partout ailleurs, d'après mes connaissances, les superpositions des roches volcaniques sont beaucoup moins complètes. On voit, le plus souvent, des basaltes et des phonolites associés, sans qu'il soit possible de reconnaître sûrement leurs relations stratigraphiques. Je vais citer quelques exemples.

Environs de Montusclat. — La coupe ci-jointe, fig. 28, se compose de deux parties : du point 1050 (La Prade) au point 1337 (sommet de La Tortue), elle est dirigée sensiblement N.E.-S.O. Du point 1337 au ruisseau de Montusclat, la direction est à peu près perpendiculaire à la première.

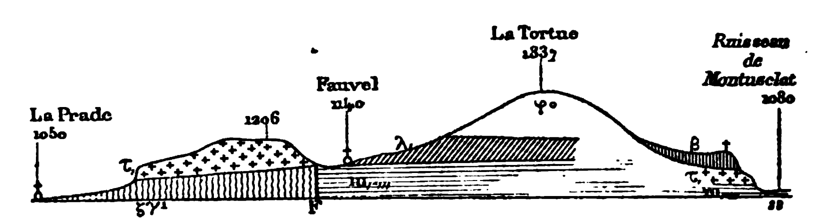


Fig. 28. — Coupe de la Prade à Montusclat

Entre la masse trachytique du point 1206 et le phonolite du point 1337, le col est occupé, à Fauvel, par une labradorite avec olivine rare et presque exclusivement microlitique. Il ne me paraît pas douteux que cette labradorite passe sous le phonolite. Tournaire, qui l'a confondue, comme toutes les roches du même genre, avec le basalte, l'a figurée en bordure sur les flancs sud et est de la montagne de phonolite. Sur le flanc ouest, il a représenté le terrain tertiaire lacustre s'élevant jusqu'au phonolite. Pour ma part, les éboulis et la végétation m'ont empêché de reconnaître la nature du sous-sol au pied des masses phonolitiques, non seulement sur ce point mais encore sur tout le flanc ouest des montagnes de Boussoulet (point 1410). A Fauvel, la superposition ne me paraît pas douteuse et je considère comme probable que cette coulée affleure sur le flanc ouest, où Tournaire a indiqué du granite, aussi bien que sur le flanc est.

Les escarpements grandioses, qui dominent Montusclat, sont formés par un

basalte compacte, à pâte très fine, parfois subvitreuse. Cette roche est toute différente de celle de Fauvel, car elle est riche en olivine, pauvre en feldspath et passe ainsi à la limburgite.

A ce basalte se rattache un dyke traversant le village même de Montusclat. De plus il repose, à la sortie nord du village, sur un pointement de beau trachyte à amphibole rappelant ceux de Queyrières et de la Prade. Le trachyte repose lui-même sur les argiles oligocènes. Il ne m'a pas été possible, étant données les similitudes que présentent ces roches à l'œil nu, de saisir les rapports du basalte et de la labradorite. La première de ces roches passe-t-elle sous la seconde ou bien constitue-t-elle un placage énorme sur le flanc du vallon de Montusclat ? Ce problème délicat va se représenter dans d'autres localités. Dans le cas actuel tout au moins, je ne saurais être affirmatif en aucun sens. Je ferai simplement remarquer que, contrairement à ce qui a lieu le plus souvent pour les basaltes en placage sur les flancs des vallées actuelles, il est impossible, non-seulement de fixer, mais même de présumer le point d'origne de cette coulée. D'un autre côté, sa nature limburgitique la rapproche de certains basaltes incontestablement plus récents que les phonolites.

Environs d'Araules. — La montagne phonolitique d'Araules est entourée de tous côtés par du basalte compacte comprenant deux variétés, l'une riche en cristaux de pyroxène, semi-porphyroïde, l'autre dépourvue de grands cristaux de pyroxène.

Ce basalte repose sur une formation argilo-sableuse, ligniteuse, avec produits siliceux, que je rapproche des formations similaires du Mézenc. Au-dessous vient le granite. Les rapports du basalte et du phonolite peuvent être discutés. J'ai déjà dit que tous les auteurs, y compris M. Termier[1], regardent les basaltes comme étant postérieurs aux phonolites. On a admis que les premières de ces roches ont coulé longtemps après la sortie des secondes, dans les vallées creusées par l'érosion entre les massifs phonolitiques. Tous les basaltes seraient donc des placages adossés à ces massifs.

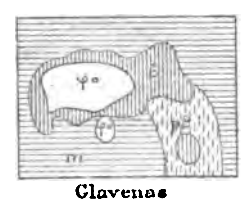
Cette opinion est, à mon avis, beaucoup trop absolue. On s'est appuyé, pour la soutenir, sur l'absence de superpositions bien nettes du phonolite au basalte. On ne saurait invoquer aujourd'hui le même argument. Nous avons vu que cette superposition est la règle dans la région du Gerbier-des-Joncs ; qu'on l'observe également dans le massif du Mézenc et aux environs de Queyrières. Mais je désire étendre la question et dire pourquoi beaucoup d'autres basaltes, considérés comme postérieurs aux phonolites, me paraissent, au contraire, antérieurs à ces roches et doivent rentrer dans la catégorie des basaltes inférieurs β_1.

Je ferai d'abord remarquer que les basaltes en question présentent un faciès et des caractères minéralogiques qui les rapprochent des basaltes anciens du Mézenc, du Gerbier-des-Joncs, etc., en les éloignant des basaltes véritablement postérieurs aux phonolites. Ceux-ci sont riches en augite de seconde con-

[1] *Bull. du Service*, n. 13 p. 18 et 19.

solidation, pauvres en feldspath; il sont limburgitiques. Les premiers sont, au contraire,plus feldspathiques. Je sais bien quej'invoque ici un caractère vague, pouvant souffrir des exceptions et n'ayant de valeur qu'aux yeux d'un géologue rompu à l'étude d'une région, mais je crois pourtant devoir le signaler. Si l'on jette un coup d'œil sur la carte au 1/80.000 de Tournaire,on verra que le phonolite et le basalte qui l'entoure sont séparés par les contours les plus capricieux, sans qu'il y ait une solution de continuité entre les deux roches. Je citerai,comme exemples, les contours du phonolite d'Araules, de Fougères, de Lizieux, de Glavenas, etc. (fig. 29). Tournaire, qui avait sur ce point des convictions bien arrêtées[1], les a





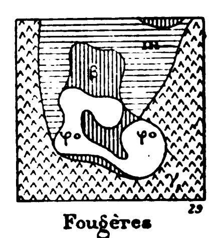


Fig. 29. — Contours géologiques des montagnes d'Araules, de Glavenas, de Fougères et de leurs abords (Échelle du 1/80000e).
γ_1, granite; *m*, argiles sableuses; β, basalte; $p\beta$, tufs basaltiques; φ^o, phonolite.

traduites en figurant parfois, entre le phonolite et le basalte, un liseré d'argiles sableuses ou de granite représentant le sous-sol,qui reparaîtrait sur les points où la couverture basaltique ferait défaut. Il m'a toujours été impossible, malgré tous mes efforts, de retrouver ces liserés. Mais en considérant les contours tels qu'il les a tracés,on a beaucoup de peine à les expliquer dans l'hypothèse des coulées ayant revêtu les flancs des vallées. Ces coulées n'auraient pas suivi, d'une manière aussi constante et aussi fidèle, les lignes d'affleurement du phonolite. Elles n'auraient pu pénétrer dans les angles rentrants pratiqués dans cette roche à l'inverse du sens des courants de laves.

Tournaire, qui a indiqué par des flèches cette direction, n'a pas remarqué que l'idée théorique des placages le conduisait parfois à faire remonter par ses laves des pentes considérables. C'est ainsi que les basaltes d'Araules et, mieux encore, ceux qui se trouvent en face de ce village, au hameau de La Bruyère, sont inclinés du nord vers le sud. Leur point d'origine ne peut plus s'observer. Au nord, le granite règne partout. Tournaire le fait venir du sud, du haut de la vallée de Rechareuges. Evidemment,cela est inadmissible.

Enfin, si les basaltes étaient partout en placage sur les phonolites, (fig. 30, B), ceux-ci devraient parfois reparaître sous les coulées basaltiques. On peut voir

[1] Tournaire a toujours cru que le basalte miocène des environs d'Aurillac était un basalte récent ou basalte des pentes.

en effet que Tournaire a figuré quelquefois une pareille disposition. Mais ces phonolites inférieurs sont des trachytes, que nous avons déjà étudiés et qui

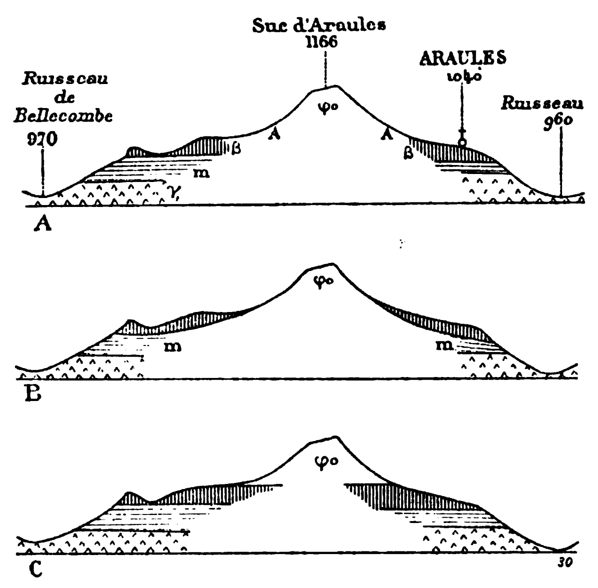


Fig. 30. — Coupes de la montagne d'Araules : γ_1, granite ; *m*, miocène ; β, basalte ; φ^o, phonolite ; A, éboulis. — A, coupe telle qu'on l'observe ; B, coupe dans l'hypothèse du basalte en placage sur le phonolite ; C, coupe dans l'hypothèse de la superposition des deux roches.

n'ont rien de commun, au point de vue pétrographique, avec les phonolites supérieurs, lesquels sont les vrais phonolites.

Si l'on admet qu'aux environs d'Araules les phonolites sont superposés aux basaltes (fig. 30, C), tout s'explique beaucoup plus simplement ; la topographie devient très claire. On voit que les buttes phonolitiques d'Araules, de Salces (point 1113) et la gigantesque coulée du Lizieux ont leur base au même niveau ; qu'elles font partie d'un ensemble de coulées épanchées sur des laves basiques anciennes. L'anneau basaltique, qui entoure les masses phonolitiques, leur doit précisément sa conservation.

Phonolite et basalte de Glavenas. — Je pourrais multiplier les exemples d'endroits où les deux roches se trouvent réunies dans les mêmes conditions. Je me contenterai de dire un mot de la montagne de Glavenas, parce que j'y ai observé, d'une manière très nette, le phonolite reposant directement sur le basalte.

Les contours des deux roches sont représentées fig. 29. La bordure basaltique n'est interrompue sur aucun point. Elle est elle-même entourée par les argiles et marnes tertiaires. Au sud se trouve une masse isolée de phonolite (désignée sous le nom de trachyte par Tournaire), qui supporte l'église de Glavenas et qui représente probablement une bouche d'émission du phonolite.

Le point, où s'observe le contact de cette dernière roche avec le basalte, se trouve à 6 ou 700 mètres à l'ouest de Glavenas, sur le petit chemin creux qui mène de ce village à la Meuthe. Le massif de phonolite se prolonge jusque là par un lobe de faible épaisseur qui repose sur le basalte. L'ensemble forme un petit escarpement où la superposition est évidente.

Environs de Rozières. — Si nous pénétrons dans le petit bassin de l'Emblavès, dont Rozières occupe le centre, le terrain volcanique nous apparaît encore plus morcelé et constituant des éminences isolées, de forme tabulaire ou conique, ces dernières ayant reçu dans le pays le nom de sucs [1]. Ces lambeaux nous offrent toutes les roches du massif, sans qu'il soit possible, étant donné leur isolement, d'établir entre elles aucun lien. En beaucoup de points, c'est du phonolite (Mt Jalore, Huche pointue, Mt André, suc de Mathouret, etc.). A Mézères, c'est un basalte porphyroïde de toute beauté. A la Blache, c'est une andésite augitique. Le suc des Mouniers est formé par une labradorite à hornblende. Le basalte de Recours, compacte et riche en feldspath, représente, dans cette région, les basaltes anciens des massifs du Mégal et du Mézenc, tandis que le basalte des sucs de Courniol et de Ceneuil reproduisent la variété semi-porphyroïde si répandue partout.

Enfin, la nappe basaltique de la Plaine, avec nodules de péridot, me paraît être un témoin d'éruptions plus récentes, véritablement postérieures aux éruptions phonolitiques. Au petit col, que traverse le chemin de Chiriac aux Freytis, on voit, en effet, ce basalte reposer sur des alluvions avec éléments phonolitiques. Je considère les basaltes du mont Chauvains, des sucs de Jalet, de la Conche comme étant sensiblement contemporains de celui de La Plaine. Toutes ces éruptions se rattachent plutôt à l'histoire volcanique du bassin du Puy qu'à celle du massif ancien du Mégal.

En résumé, on observe, dans le massif du Mégal, la série suivante à partir du haut :

Basaltes supérieurs β^0 et β^1.
Phonolites φ^0.
Basalte porphyroïde et probablement basaltes compactes $\beta_{,}$.
Andésites et labradorites augitiques $\alpha_{,}$ et $\lambda_{,}$.
Trachytes $\tau_{,}$.
Basaltes inférieurs $\beta_{,,}$.

Cette série est très voisine, dans ses grands traits, de la série du Mézenc. Il y a pourtant deux différences. Nous constatons ici l'absence des trachytes augitiques $\tau_{,-a}$ très répandus au Mézenc et le basalte porphyroïde paraît occuper un niveau stratigraphique plus élevé.

[1] L'Emblavès montre, d'une manière frappante, que les dégradations des terrains volcaniques par les agents atmosphériques tient plus à la nature de leur support qu'à la nature des coulées elles-mêmes.

Il est permis d'admettre plusieurs poussées de basalte porphyroïde, comme cela s'observe au Mont-Dore. Mais je pense qu'on pourrait interpréter les faits de manière à les faire rentrer dans l'ordre établi dans le massif du Mézenc. Il faudrait considérer les andésites de Raffy, qui sont très riches en microlites d'orthose, comme les représentants des trachytes augitiques du Mézenc; le basalte porphyroïde de la Jame et de Monedeyre serait alors l'équivalent du basalte semi-porphyroïde, sur la position duquel je ne suis pas parfaitement fixé, et qui se trouverait être ici nettement antérieur aux phonolites. J'écris ces considérations sans m'exagérer leur importance ; elles serviront, en tout cas, à prouver, une fois de plus, qu'il reste encore beaucoup à faire pour arriver à la connaissance parfaite des anciens volcans du Velay.

2. AGE DES ÉRUPTIONS DES MASSIFS VOLCANIQUES DU MÉZENC ET DU MÉGAL

Les géologues qui ont parlé du Velay n'ont fourni que de vagues indications sur l'âge absolu des éruptions volcaniques du Mézenc et du Mégal.

Bertrand-Roux, qui écrivait à une époque où cette détermination n'était guère possible, s'est borné à montrer que les terrains volcaniques sont tous postérieurs aux marnes et calcaires d'eau douce, et que les produits éruptifs de l'est du Velay sont plus anciens que les produits éruptifs de l'ouest, c'est-à-dire de la chaîne du Devès. Il a protesté contre l'opinion de quelques contemporains, qui voulaient rapprocher l'âge des basaltes de l'invasion de Jules César dans les Gaules [1].

A. Burat n'a fourni aucune donnée précise sur la question. Dans sa *Description des terrains volcaniques de la France centrale,* il regarde les volcans de la chaîne du Mézenc comme plus récents que ceux du Cantal et du Mont-Dore. Dans sa *Géologie de la France,* livre paru en 1874, il déclare que toutes ces éruptions ne sauraient « remonter au delà de la période diluvienne ».

A Aymard [2] revient le mérite d'avoir établi, par des recherches paléontologiques, l'âge pliocène des principales éruptions volcaniques des environs du Puy.

L. Pascal [3] a pensé « qu'à l'époque où les colosses trachytiques sortaient du sein de la terre, l'immense lac, au sein duquel les gypses et les calcaires marneux des environs du Puy se sont déposés, existait encore ».

[1] Descript. géogn., etc., p. 109, 139.
[2] *Congrès scientifique de France,* réunion du Puy, 1855, t. I, p. 229.
[3] Étude géolog. du Velay, p. 314.

Tournaire [1] a déclaré que « l'émission des phonolites a été postérieure aux grands dépôts tertiaires du Velay et antérieure à l'émission des basaltes ». Quand à ceux-ci, « leur apparition, dit-il, paraît avoir commencé à la fin de l'époque miocène, et a duré jusqu'à l'aurore de la période moderne, sans intermittence prolongée ». Tournaire ne donne aucun fait à l'appui de cette dernière opinion, fort exacte d'ailleurs.

Il est possible d'apporter aujourd'hui plus de précision dans la détermination de l'âge des roches volcaniques des massifs anciens du Velay. C'est un point sur lequel j'ai dirigé particulièrement mes efforts.

Il résulte, de mes recherches, que tout l'appareil volcanique du Mézenc et du Mégal est compris entre deux formations, l'une du Miocène supérieur, l'autre du Pliocène moyen. On peut donc affirmer que la grande activité de ces volcans correspond au Pliocène inférieur.

Nous verrons qu'il existe, aux environs du Puy, une formation alluviale puissante, qu'on peut suivre assez haut dans la direction du Mézenc, et qui renferme en cailloux roulés, toutes les roches volcaniques des massifs anciens : basaltes compactes, labradorites, andésites augitiques, phonolites. Or, cette formation alluviale a livré une faune identique à celle de Perrier dans le Puy-de-Dôme, c'est-à-dire *Mastodon arvernensis*, *Mastodon Borsoni*, *Tapirus arvernensis*, *Rhinoceros etruscus* [2], etc. Cette faune, que je rapporte au Pliocène moyen, est regardée par quelques auteurs, notamment par M. Depéret, comme du Pliocène supérieur. La question importe peu en ce moment. Je la discuterai dans un mémoire spécial consacré à la description des Mammifères fossiles du Velay. Ce qui est important, c'est d'avoir un niveau paléontologique bien établi. Or, la faune des *sables à Mastodontes* du Puy correspond, trait pour trait, à celle de Perrier, près d'Issoire (Puy-de-Dôme). Elle paraît également identique à celle des sables de Trévoux, à celle du Val d'Arno. La flore fossile de Ceyssac, intercalée dans les sables à Mastodontes, rappelle la flore des cinérites du Puy-de-Dôme.

Je décrirai les alluvions pliocènes quand je m'occuperai du bassin du Puy. Elles nous fournissent une limite supérieure pour l'âge des roches éruptives du Mézenc. Je désire entrer dans quelques détails au sujet de la limite inférieure.

Les premières coulées se sont épanchées sur quatre formations préexistantes : le granite, les argiles sableuses oligocènes, les argiles à chailles et les alluvions des cours d'eau contemporains des éruptions.

Le terrain oligocène et le Miocène supérieur à chailles étaient déjà dénivelés par le jeu des plis et des failles à l'époque où les volcans du Mézenc et du Mégal étaient en pleine activité, mais je ne saurais affirmer qu'il en était déjà de même à l'époque des premières éruptions, étant donnée la présence d'é-

[1] *Carte géolog. de la Haute-Loire.* — Légende explicative, 1880.

[2] Voir plus loin, dans le chapitre relatif aux environs du Puy, la liste complète de ces fossiles.

léments basaltiques dans le Miocène de Fay-le-Froid. Si les dépôts de Fay-le-Froid sont bien les mêmes que ceux de Monastier, il ne saurait y avoir de doute. Les basaltes ont fait leur apparition avant la production de la plupart des phénomènes orogéniques qui ont faillé cette partie du Plateau central. Mais peut-être le dépôt de Fay-le-Froid est-il postérieur à celui de Monastier. Les ressemblances présentées par ces deux terrains proviendraient alors de ce que celui de Fay aurait emprunté la plupart de ses éléments au premier, plus ancien. Nous allons voir que, dans la région du Mézenc, une autre formation, évidemment postérieure aux sables à chailles ressemble parfois à celle de Fay-le-froid. Quoi qu'il en soit, le fait brut est la présence d'éléments basaltiques dans les dépôts de Fay, lesquels sont identiques aux sables argileux à chailles ayant participé aux mouvements orogéniques. Tout cela nous montre combien l'apparition des phénomènes volcaniques du plateau central est étroitement liée à ces mouvements orogéniques.

Si le prélude de l'activité volcanique est antérieur aux grandes dislocations du Miocène supérieur, ce prélude a été de bien courte durée et n'a pas donné lieu à des éruptions bien importantes. Nulle région n'est plus démonstrative, à cet égard, que le Plateau des Coirons. Là, les basaltes forment une nappe continue, régulière, n'ayant jamais subi aucun mouvement, tandis que le substratum triasique, jurassique ou crétacé est affecté par des failles très nombreuses, évidemment contemporaines de l'effondrement de la vallée du Rhône et des grands mouvements alpins.

Dans son excellente notice sur le plateau des Coirons, M. Torcapel [1] a appelé l'attention sur ce point important. Or, les travaux de ce géologue ne laissent aucun doute sur l'âge miocène supérieur des basaltes des Coirons, au moins des plus anciens. Une vaste formation alluviale s'étend sous les basaltes, dans toute l'étendue du plateau. Ces alluvions se composent surtout de sables fins, siliceux, avec des cailloux roulés de natures diverses, *parmi lesquels on trouve déjà des basaltes*. A ces alluvions sont subordonnées des argiles schisteuses à diatomées et empreintes végétales, ainsi que des tufs basaltiques à ossements de Vertébrés.

C'est à Aubignas que M. Torcapel a recueilli les restes osseux d'animaux dont M. Gaudry a donné la liste suivante : [2]

Machairodus cultridens, Cuv.
Machairodus meganthereon, Brav.
Hyæna sp.
Hyænarctos ?
Ictitherium sp.
Rongeur indét.
Rhinoceros Schleiermacheri, Kaup.

[1] *Bull. Soc. géolog. de France*, 3e série, t. X, p. 406.

[2] Cette liste est un peu différente de celle qui a été publiée dans la notice de M. Torcapel. Je la donne après examen des pièces mêmes du Muséum, étiquetées par M. Gaudry.

Hipparion gracile, Kaup (petite race du Léberon).
Sus major, Gerv.
Tragocerus amaltheus, Gaud.
Cervus sp.
Cervus sp.
Dremotherium Pentelici, Gaud.
Helladotherium Duvernoyi, Gaud.
Testudo sp.

Cette faune est caractéristique du Miocène supérieur.

Tous les ossements étaient enveloppés par un tuf basaltique scoriacé, comme on peut encore le vérifier sur les échantillons conservés au Muséum.

Dans les argiles schisteuses, alternant avec ces mêmes tufs, des localités de Charraix et de Rochesauve, les empreintes de plantes sont très abondantes. On se rappelle que Giraud-Soulavie avait eu connaissance de ces gisements et qu'il en avait tiré des conclusions très remarquables pour l'époque. MM. de Saporta et Boulay [1], qui se sont livrés à l'étude des empreintes fossiles des Coirons, les ont également rapportées au Miocène supérieur. M. l'abbé Boulay pense que la flore de Charraix se range exactement sur l'horizon d'Œningen.

Ainsi, dès la phase du Miocène supérieur caractérisée par la faune mammalogique de Pikermi, de Léberon, etc. le Plateau central était entré dans cette période d'éruptivité qui devait durer si longtemps [2].

La présence de cailloux de basalte dans les alluvions sous-basaltiques des Coirons nous prouve que, sur certains points, il y avait eu déjà une poussée volcanique; ce fait est d'accord avec la présence des mêmes éléments dans les dépôts de Fay-le-Froid.

C'est bien, en effet, vers le Mézenc qu'il faut chercher le point d'origine de ces cailloux roulés de basalte, car c'est bien de cette région que descendaient les cours d'eau dont le lit a été rempli par les basaltes des Coirons. Nous sommes amenés, par ce seul fait, à proclamer l'antiquité des premières coulées basiques du Mézenc.

Mais nous avons des preuves plus directes. On retrouve, sur les deux versants du Mézenc, le prolongement des alluvions sous-basaltiques des Coirons. Je les connais à Gourgouras (commune de Saint-Julien-Boutières), à Clauzelles (commune de Vastres), à Saint-Clément, toutes localités situées dans le bassin du Rhône. Dans le bassin de la Loire, on les observe à Meyzoux, près de Monastier, à la Vacheresse (commune des Estables) à l'Aubépin (commune de Moudeyres), à la Grange (commune de Chambon), à Araules, etc. Enfin, il est

[1] *Bull. Soc. botan. de France*, t. 34, p. 227.

[2] Il m'est agréable de rappeler que c'est à M. Rames que la science est redevable de la connaissance exacte des basaltes miocènes. Dès 1873, M. Rames a montré que le basalte du Puy-Courny et d'autres localités cantaliennes est intercalé entre le calcaire aquitanien et les sables à *Dinotherium* et *Hipparion*.

8

possible, je le répète, que les sables à chailles et à éléments basaltiques de Fay-le-Froid fassent partie de cet ensemble.

Le gisement de Gourgouras va nous donner une idée de cette formation.

La coupe fig. 23, à petite échelle, montre ce terrain ravinant le granite et recouvert par le basalte. La fig. 31 représente la succession détaillée des couches, dont l'épaisseur totale est d'environ 50 mètres.

Au-dessous du basalte viennent : 1° un banc de lignite ; 2° 3 ou 4 mètres de sables quartzeux, fins, jaunes et blancs ; 3° un second banc de lignite ; 4° 5 mètres d'argiles vertes ou noires, ligniteuses, compactes, avec quelques lits de lignite et de sables quartzeux bien lavé ; 6° des argiles noires, ligniteuses, chargées de pyrite, devenant blanches au contact de l'air et renfermant de nombreux débris ligneux, plus ou moins carbonisés.

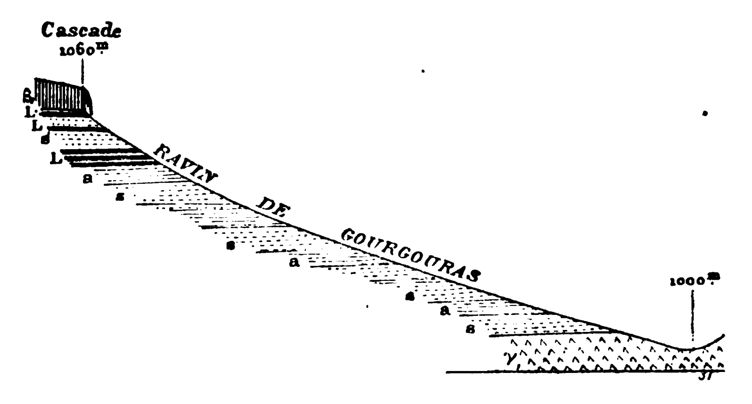


Fig. 31. — Coupe du ravin de Gourgouras. — L. lignite ; s, sables ; a, argiles ; γ, granite.

Au-dessous, commence une série de couches de sables quartzeux, fins, sans éléments grossiers, alternant plusieurs fois avec une argile grise, fine, très schisteuse, légère, composée en grande partie de carapaces de Diatomées. C'est une véritable argile à tripoli. A certains niveaux, elle renferme de belles empreintes de feuilles de Dicotylédones. Les lignites sont également riches en empreintes de Monocotylédones et de fruits.

A Clauzelles, localité située à quelques kilomètres au sud-ouest de Gourgouras, on retrouve la même formation (fig. 24) mais ici ce sont les sables quartzeux qui dominent et parfois ils ressemblent beaucoup à ceux de Fay-le-Froid. Il y a aussi des parties ligniteuses.

Le dépôt le plus important du versant de la Loire est celui de l'Aubépin, à 1,500 mètres à l'est de Moudeyres. Ce gisement est connu depuis très longtemps, parce qu'il a donné lieu à des exploitations fort misérables de lignite. Faujas de St-Fond et Bertrand de Doue l'ont décrit avec quelques détails. Il affleure, sur plus d'un kilomètre de longueur, dans le fond du ravin où il supporte plusieurs coulées basaltiques. En amont du moulin, les berges du ruisseau sont pratiquées dans une argile brune, bien stratifiée, sorte de terre

d'ombre se débitant en plaquettes, à texture fine. J'y ai recueilli des empreintes de feuilles d'*Abies*. Au-dessous du moulin, se trouvent les anciennes exploitations de lignites. Malheureusement, les galeries sont aujourd'hui éboulées, remplies d'eau et l'étude du gisement ne peut guère se faire qu'au moyen des déblais. Une de ces galeries montre cependant un basalte compacte reposant directement sur un banc de lignite feuilleté, au-dessous duquel viennent des tufs volcaniques grossiers et des sables volcaniques remaniés.

Dans les déblais, on recueille des blocs d'argile noire, avec empreintes de Graminées et des coquilles écrasées de Limnées et de Planorbes ; de nombreuses variétés de cinérites bleuâtres, gris de fer, les unes très dures, à texture très fine, à cassure conchoïdale, les autres plus grossières, où foisonnent des empreintes d'une plante que M. de Saporta a rapportée au genre *Carex*. Au microscope, ces cinérites se montrent formées par une substance vitreuse, brune, vacuolaire, englobant des produits empruntés au terrain primitif, quartz, orthose, oligoclase, mica noir et des fragments d'une roche à microlites de labrador. Ces microlites se retrouvent isolés dans la matière vitreuse. Les vacuoles sont remplies de produits d'altération divers, notamment de calcite. Je n'ai pas vu de minéraux ferro-magnésiens d'origine volcanique. Mais la substance vitreuse doit être très basique.

A quelques kilomètres au sud de l'Aubépin, à 800 mètres en aval de la Vacheresse, le ruisseau de la Gazelle entame des dépôts qui sont la continuation de ceux de l'Aubépin (fig. 27). Ici des cinérites grossières alternent avec des argiles noires, ligniteuses. Le basalte, qui recouvre ce terrain, est identique à celui de l'Aubépin ; il est remarquable par sa texture compacte, subvitreuse ; il est parcouru par de nombreuses fissures microscopiques qui le font se diviser, au premier choc, en fragments irréguliers, à cassure conchoïdale. Cette sorte de craquelage ou d'étonnement tient probablement à ce que le basalte s'est épanché dans un milieu aqueux, dans le cours d'eau où se déposaient les argiles et les sables à lignites.

Près de Monastier, à Meyzoux, la nouvelle route de Freycenet-Latour entame des argiles schisteuses, fines, légères, à surface veloutée, riche en Diatomées et en fossiles végétaux. Comme ce terrain est très mouvant, l'administration des ponts et chaussées a dû faire des travaux de soutènement qui masquent les affleurements. J'ai pu cependant me procurer quelques empreintes. Ces argiles schisteuses sont identiques à celles de Gourgouras, de Clauzelles, etc.; comme celles-ci, elles sont subordonnées à un dépôt de sables quartzeux, jaunes, très fins.

Sur le flanc ouest de la montagne d'Araules, on trouve un dépôt du même genre exploité autrefois pour le lignite. Tout le sol est aujourd'hui gazonné ; on ne peut étudier que les déblais provenant des galeries d'extraction. On y voit des sables jaunes, des sables argileux, des schistes blancs à Diatomées, des morceaux de lignite. On y trouve encore de gros blocs de silice concrétionnée de diverses couleurs et des schistes charbonneux, plus ou moins for-

tement imprégnés de silice. Les roches siliceuses renferment des Limnées et des Planorbes, soit à l'état d'empreintes, soit avec le test bien conservé.

Tournaire, qui a figuré (sous le symbole *ts*) un certain nombre de ces gisements, déclare, sans donner d'autre explication, que ces mollusques sont de l'époque miocène supérieure [1].

De même que j'ai insisté sur la liaison intime des basaltes des Coirons avec les basaltes anciens des environs du Gerbier-des-Joncs et du Mézenc, j'insiste également sur la liaison des dépôts que je viens de décrire avec les formations sous-basaltiques et fossilifères des Coirons. Je n'ai malheureusement pas trouvé d'ossements fossiles dans les diverses localités que j'ai explorées. Je ne doute pas que le hasard ou des fouilles systématiques n'en fassent découvrir un jour. Je ne doute pas davantage que ces ossements problématiques n'appartiennent à une faune très voisine de celle de Pikermi, de Léberon, du Puy-Courny et d'Aubignas.

J'ai été plus heureux au point de vue des végétaux fossiles. Le paléophytologiste, qui voudra entreprendre un travail sur ces gisements, n'a pas à craindre de manquer de matériaux. Ce n'est qu'en passant et préoccupé par d'autres questions que j'ai recueilli les échantillons que M. de Saporta a bien voulu étudier, et d'après lesquels l'éminent paléontologiste a rédigé la note suivante :

Gisement de l'Aubépin. — « 1. *Carex palæomaxima* Sap., espèce remarquable autant par la dimension de ses feuilles que par la belle conservation des empreintes auxquelles elles ont donné lieu, et qui se croisent en tous sens sur les deux faces d'une plaque de grès marneux enfumé. On reconnaît très bien les caractères propres à certains *Carex* dont les feuilles présentent un pli carénal de chaque côté de la nervure médiane ; on distingue en outre de fines nervures longitudinales dans l'intervalle des trois principales. L'espèce est certainement alliée de fort près au *Carex maxima* Scop., dont les feuilles sont les plus grandes du genre. Elle ne constitue peut-être qu'une variété de celui-ci, les plis en carènes paraissent cependant plus prononcées ; le limbe est au moins aussi largement linéaire que celui des feuilles du *Carex maxima* actuel, qui habite le bord des ruisseaux dans presque toute la France.

« 2. *Abies Boulei* Sap. (nov. sp.), espèce de sapin qui me paraît nouvelle. Elle diffère en tous cas de l'*Abies intermedia* des cinérites du Cantal par des feuilles plus petites, plus étroitement linéaires, distinctement échancrées au sommet. L'*Abies Boulei* a dû constituer une espèce d'assez petite taille, alliée de plus ou moins près à l'*Abies pectinata* D. C., encore indigène, mais aussi à l'*Abies pindrow* de l'Asie mineure.

« 3. *Carpinus* sp., feuille assez mal caractérisée qui paraît cependant devoir être identifiée avec le *Carpinus pyramidalis* (Gœpp.) Hr., principalement avec la variété nommée d'abord *Ulmus longifolia* (voy. Gœpp., *Schossnitz*, tab. XIII, fig. 2-3), mais réunie au *Carpinus pyramidalis* par Heer.

[1] Légende explicative de la carte géol. de la Haute-Loire.

« 4. *Populus latior* Al. Br. var. *rotundata* Heer. D'après des exemplaires observés au Puy-en-Velay, le *Populus latior* existerait à l'Aubépin et peut-être aussi le *Populus attenuata* Al. Br., quelquefois difficile à distinguer du premier.

« 5. *Salix* sp., de la section des *Saules fragiles*, peut-être *Salix acutissima* Gœpp., espèce d'Oeningen.

Gourgouras (Ardèche). — « 1. *Castanea Kubinyi* Kov. L'attribution, ne reposant que sur un fragment de feuille, pourrait être contestée quant à l'espèce, mais l'attribution générique ne saurait être douteuse.

« 2. *Quercus drymeja* Ung. L'espèce a été signalée en Ardèche par M. l'abbé Boulay ; elle est ici représentée par une feuille entière et bien reconnaissable.

« 3. *Quercus* sp., une portion de feuille ayant les lobes marginaux, simples et anguleux du *Q. Ægilops* L. et d'autres chênes de la section *Cerris*.

« 4. *Carpinus* sp., portion de feuille bien reconnaissable comme dénotant un Charme du type du *C. orientalis* L.

« 5. *Betula* sp. Une seule feuille qui ressemble à celles du *B. prisca* Ett., de Schossnitz.

« 6. *Gleditschia*? sp., gousses ou légumes comprimés, largement linéaires et plus ou moins tortueux, durcis et extraits intégralement conservés du lignite. Leur attribution à des fruits ou à des valves de fruits de Légumineuses semble naturelle. Leur aspect rappelle vivement celui des légumes de *Gleditschia*, ou encore du *Ceratonia siliqua* L. — Le temps a manqué pour les recherches et comparaisons nécessaires à une solution.

Monastier. — « 1. *Myrica* sp., une feuille obovée, entière, assez longuement pétiolée, dont l'attribution générique demeure incertaine et dans laquelle il serait encore possible de reconnaître un *Bumelia*?

« 2. *Betula prisca* Ett. L'espèce se rapproche tant du *Betula prisca* par tous les caractères visibles de ses feuilles, que je ne saurais l'en séparer. Le *B. prisca* est répandu dans tout le Miocène.

« 3. *Carpinus* sp., involucre du type du *Carpinus orientalis* ; il a dû appartenir au *Carpinus orientalis pliocenica* Sap., dont les feuilles abondent dans le cinérites du Cantal. Il est cependant remarquable par ses faibles dimensions et pourrait, à cet égard, dénoter une espèce particulière qu'il faudrait alors nommer *Carpinus Monastieri*.

« 4. *Quercus pseudocastanea* Gœpp. (Massal., *Fl. foss. Senegagl.*, pl. 22-23, fig. 6).

« 5. *Quercus Etymodrys* var. *entelea* Massal.

« 6. *Quercus Cornaliæ* Mass. (*Ibid.*, pl. 25, fig. 4). Les trois espèces de Chênes du Mio-Pliocène de Senigaglia paraissent réellement concorder avec autant de formes correspondantes de Monastier.

« 7. *Leguminosites* sp., foliole détachée, peu déterminable génériquement.

« Il me semble, en résumant ce qui touche à la flore des trois localités précédentes, qu'elles se lient entre elles par des espèces communes et qu'elles doivent se ranger à peu près sur le même niveau géognostique, niveau qui me paraît

sensiblement plus ancien que celui des localités d'Auvergne et même des cinérites du Cantal. Les espèces réellement caractéristiques des cinérites et trassoïtes sont ici remplacées par des formes généralement miocènes ou mio-pliocènes. Tels sont, par exemple, les *Betula prisca* Ett., *Carpinus pyramidalis* Hr., *Quercus drymeja* Ung., *Castanea Kubinyi* Kov.— La présence à Monastier de trois *Quercus* qui paraissent se retrouver à *Senigaglia*, sur l'horizon des *couches à Congéries*, comporte la même signification, tandis que les chênes qui caractérisent les trassoïtes de Varennes et de la Bourboule ne se montrent pas. Ainsi donc, en ne considérant que les seuls végétaux, je serais porté à ranger les localités dont je viens de décrire les plantes, soit au Miocène supérieur, soit à un Pliocène très inférieur et plus probablement encore aux dépôts qui correspondent à la transition d'une époque vers l'autre. »

Il est utile d'ajouter aux conclusions de M. de Saporta que la plupart des espèces déterminées par lui font partie de la flore fossile des Coirons étudiée par M. Boulay. Telles sont : *Betula prisca*, Ett., *Carpinus pyramidalis*. Hr., *Carpinus orientalis*, L., *Quercus drymeja*, Ung., *Salix acutissima*, Gœpp., *Populus latior*, Al. Br. [1]

Ainsi, tout nous conduit à considérer les basaltes inférieurs de la région du Mézenc comme étant synchroniques des éruptions les plus anciennes des Coirons : les relations stratigraphiques, les ressemblances pétrographiques et les documents paléontologiques. Toute la série éruptive des montagnes orientales du Velay est donc comprise entre les dépôts du Miocène supérieur le plus élevé et les dépôts des sables à Mastodontes des environs du Puy. Ces volcans sont donc surtout du Pliocène inférieur. Il est bien difficile, dans l'état actuel de nos méthodes chronologiques, de pousser plus loin la précision et d'assigner un âge particulier à chaque produit éruptif de nature particulière. Pourtant, on peut faire quelques remarques intéressantes.

Certains faits portent à croire que les phases éruptives ont été séparées par de longues périodes de repos. C'est ainsi que la poussée phonolitique paraît séparée des précédentes par un laps de temps assez considérable. D'autre part, le phonolite est tellement abondant dans les alluvions à Mastodontes du Puy qu'on est porté à regarder l'époque de son éruption comme de beaucoup antérieure au dépôt de ces alluvions. En donnant au phonolite la notation φ^0, je fais correspondre la sortie de cette roche à la partie inférieure du Pliocène moyen.

[1] A titre de renseignement, voici la liste des espèces de Diatomées que renferment les schistes argileux de Monastier. Je dois la détermination de ces espèces à M. Tempère :

Coscinodiscus Boulei H. P. nov. sp.
Cyclotella conita Ehr.
Cymbella affinis K.
— *Ehrenbergii* Greg.
— *gastroides* K.
— *tumidulus* Grun.
Epithemia turgida K.
Epithemia turgida var. *granulata* Ehr.
Fragilaria mutabilis var. Grun.
Melosira Jurgensii Ag.
— *tenuis* K.
Navicula major K.
— *placentula* Ehr.

parce que je considère les alluvions à Mastodontes du Velay comme représentant seulement la partie supérieure de cette division.

Eu égard à l'incertitude qui règne au sujet des derniers basaltes du Mézenc, je leur donne la notation β^o. Je les considère ainsi comme contemporains des basaltes qui sont intercalés, aux environs du Puy, dans les sables à Mastodontes.

Si l'on ne tient pas compte de quelques exceptions que j'ai déjà signalées et qui n'ont qu'une très faible importance, l'on peut affimer, je crois, que l'activité volcanique était à peu près épuisée, dans les massifs du Mézenc et du Mégal, à l'époque où se déposaient, au Puy, les alluvions à Mastodontes. Le théâtre de cette activité volcanique s'est déplacé, avant la fin du Pliocène moyen, pour se développer dans la partie occidentale du Velay.

En terminant, je désire appeler l'attention sur l'altitude à laquelle on observe les divers dépôts d'alluvions contemporains des premières éruptions. Ceux de Gourgouras, de Clauzelle, de la Grange des Estrets, de Roches-Besses, de Meyzoux affleurent entre 1,000 et 1,050 mètres. Ceux de Vacheresse et de l'Aubépin, plus rapprochés du sommet de l'ancien haut plateau granitique des Estables, sont à 1,100 et 1080 mètres; celui d'Araules, beaucoup plus éloigné du centre du massif, est à 980 mètres.

Le pays formait donc un vaste plateau granitique, légèrement ondulé, se reliant, en pente douce, d'un côté avec le bassin tertiaire du Puy, dont l'altitude la plus basse devait être d'environ 800 mètres, de l'autre avec le fond de la vallée du Rhône qui était, à Aubignas, de 500 mètres environ.

En partant des cotes les plus élevées du plateau granitique infravolcanique du Mézenc, c'est-à-dire des cotes voisines de 1,300 mètres, nous trouvons que le versant nord du bassin de la Loire, pour une époque voisine du Miocène supérieur, mais postérieure aux grands mouvements orogéniques, accuse une différence de niveau de 500 mètres. Aujourd'hui, cette différence dépasse 1,150 mètres. Pour le bassin du Rhône, nous trouvons 800 mètres. Actuellement, elle est de 1,600 mètres.

Nous voyons de plus que les pentes moyennes n'étaient sensiblement que la moitié des pentes actuelles et que le profil dissymétrique des deux versants existait déjà de la même manière à cette époque.

En consultant la carte fig. 3, le lecteur se fera une idée d'ensemble de cette topographie miocène, à la condition de supprimer, par la pensée, toutes les courbes inférieures à la courbe 800, dans le bassin de la Loire et les courbes inférieures à 500, dans le bassin du Rhône. Il est impossible de dire ce qu'était, à cette époque, le bassin de l'Allier.

Il est bon d'ajouter que les vallées du Miocène supérieur n'ont aucun rapport avec les vallées actuelles.

3. RÉPARTITION ET DESCRIPTION DES ROCHES VOLCANIQUES DU MÉZENC ET DU MÉGAL

BASALTES INFÉRIEURS ($\beta_{\prime\prime}$ et $\beta_{\prime}$)

Je comprends, sous ce titre, non-seulement les basaltes miocènes ($\beta_{\prime\prime}$) mais encore les basaltes ($\beta_{\prime}$) sortis entre l'éruption de ces derniers et la grande poussée phonolitique. On ne peut affirmer l'âge miocène supérieur que pour les coulées les plus inférieures, celles qui sont en rapport étroit avec les terrains de transport de cette époque. Il est probable que les coulées superposées aux premières doivent rentrer dans le Pliocène inférieur ; mais il n'y a pas lieu de les séparer au point de vue de la description pétrographique.

a. BASALTES COMPACTES.

Nous avons vu que ces basaltes constituent une traînée de plateaux ou de témoins reliant le massif du Mézenc à la chaîne des Coirons. Au Mézenc même, ils supportent, comme à Queyrières, dans le Mégal, les trachytes inférieurs. J'ai donné les raisons qui me font regarder la plupart des basaltes compactes des deux massifs comme étant également des basaltes inférieurs. Telles sont les coulées dans lesquelles ont été creusées les vallées de la Gazelle, de l'Aubépin, et qui se prolongent jusque dans le bassin du Puy, en couronnant les plateaux de Monastier, de Lherm, des environs de Laussonne, etc. Tels sont également les basaltes d'Araules, de Glavenas et un certain nombre de tables isolées, dans le massif du Mégal et dans l'Emblavès. Dans le Velay, comme au Cantal et au Mont-Dore, la répartition stratigraphique de tous les gisements basaltiques est impossible à établir. Ce n'est que par des analogies topographiques ou minéralogiques qu'on peut classer un grand nombre de coulées et il faut se résigner d'avance à commettre quelques erreurs.

Les basaltes du Mézenc et du Mégal offrent, à l'œil nu, des caractères particuliers, qui permettent de les distinguer assez facilement des basaltes des environs du Puy et surtout des basaltes de la chaîne du Devès. Ces caractères ont été décrits avec soin par les anciens auteurs, dont l'œil était si exercé à saisir les moindres caractères physiques [1].

Il est certain qu'un géologue, quelque peu familier avec les roches volcaniques du Velay, reconnaîtra facilement les basaltes les plus anciens à leur texture

[1] Bertrand de Doue, *loc. cit.* p. 147 et suiv.

fine, compacte, à l'absence de vacuoles, à leur couleur noire ou grise plutôt que bleuâtre, à leur cassure conchoïdale, esquilleuse, à l'absence du péridot en nodules et à la rareté relative de ce minéral en grains ou cristaux visibles à l'œil nu. Mais il pourra quelquefois les confondre avec les labradorites et même les andésites augitiques de la même région, auxquelles les basaltes offrent de nombreux passages.

De plus, les couches de projections, de tufs et de matériaux scoriacés subordonnées aux coulées compactes ont beaucoup moins d'importance et se présentent toujours à un état d'altération très prononcé, pouvant aller jusqu'à réduire ces roches à une argile ferrugineuse d'un rouge intense. Enfin, tufs ou coulées sont riches en produits secondaires de natures très diverses : zéolites, calcite, chlorites, etc.

Il est presque toujours impossible de retrouver les points de sortie de ces basaltes, tout appareil cratériforme ayant complètement disparu. On peut, cependant, regarder les dépressions circulaires de Chaudeyrolles et du lac de Saint-Front comme marquant l'emplacement d'anciennes bouches volcaniques. Mais il ne faut pas, comme le voulaient les anciens auteurs et notamment Poulett-Scrope, rattacher à un centre unique, situé au Mézenc, toutes les coulées qui couronnent aujourd'hui les plateaux et se poursuivent jusque dans le bassin du Puy. La présence de produits de projections un peu partout, sous ces coulées, et ce que nous voyons dans la chaîne du Velay, où les cônes de scories sont encore bien conservés, doivent nous faire admettre qu'il y a eu également, pour ces basaltes anciens, un grand nombre de points de sortie disséminés sur tous les flancs du massif volcanique.

La formule générale des basaltes inférieurs compactes est la suivante :

$$\mathfrak{T}\mu - \overline{OP_4}F_1\underline{P_4t_2M}$$

L'*olivine* se présente en cristaux de dimensions assez faibles, leur longueur moyenne pouvant être évaluée à 1/4 ou 1/3 de millimètre. Dans certaines roches passant aux labradorites, la petitesse des cristaux est encore exagérée (Cros, Vacheresse, environs de Queyrières). Ainsi s'explique la difficulté qu'on éprouve souvent à apercevoir l'olivine à l'œil nu. Les sections ont généralement des figures régulières montrant les traces des formes habituelles $p, g^1, g^3, h^1, a^1, e^1$.

Les sections rectangulaires sont nombreuses ; ce sont, soit des sections h^1 délimitées par les traces de p et g^1, soit des sections g^1 avec p et h^1. Les sections voisines de e^1, perpendiculaires à un axe optique, sont également très fréquentes. Les clivages h^1 et g^1 sont en général bien marqués.

Les produits d'altération de l'olivine sont nombreux et variés. Leur étude détaillée pourrait faire l'objet d'un travail intéressant. Je me contenterai de donner quelques brèves indications.

La calcite épigénise souvent le péridot en totalité ou en partie.

Les produits serpentineux se présentent sous des aspects assez nombreux et leur nature est assez difficile à préciser. Il y a d'abord une substance jaune brun, à peu près dépourvue de polychroïsme, tantôt isotrope, tantôt présen-

tant une polarisation d'agrégat. Cette matière se dispose aussi en sphérolites à croix noire, qui ne sont visibles qu'aux forts grossissements. Des sections entières d'olivine sont remplies par un grand nombre de sphérolites juxtaposés. Tandis que certaines bandes concentriques restent toujours éteintes, d'autres bandes polarisent en jaune ; les fibres sont positives. On peut rapprocher cette substance du chrysotile. Elle s'associe volontiers à la calcite, ce dernier minéral occupant le centre de l'ancien cristal d'olivine et le chrysotile formant la périphérie.

Un autre produit secondaire, aux propriétés très remarquables déjà, décrites par M. Michel Lévy dans son mémoire sur le Mont-Dore [1], est très fréquent dans les basaltes du Mézenc et du Mégal.

Les cristaux d'olivine sont épigénisés, totalement ou en partie, par deux substances qui ont, en lumière naturelle, des colorations différentes. L'une d'elles est jaune d'or, quelquefois verdâtre, et polychroïque. Elle s'associe généralement au produit serpentineux que j'ai rapproché du chrysotile, en formant la périphérie des sections, tandis que le chrysotile occupe le centre. Ailleurs, c'est elle qui forme le centre des cristaux et, dans ce cas, la périphérie est occupée par une substance, rouge orangé brunâtre suivant n_g et n_m, orangé pâle suivant n_p. Enfin il arrive souvent que cette substance occupe l'étendue entière de la section. Je me suis assuré que ces deux corps jaune et rouge ont les mêmes propriétés optiques, qu'ils passent de l'un à l'autre. Je les regarde donc comme appartenant au même minéral. Ce dernier a été quelquefois rapporté à la gœthite, mais à tort.

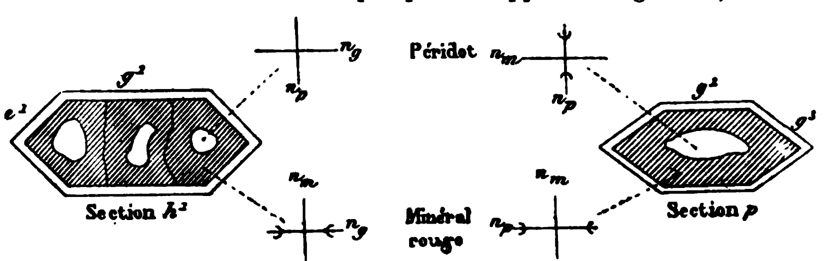


Fig. 32.

Il y a toujours un clivage bien marqué et quelquefois deux, correspondant aux clivages h^1 et g^1 du péridot. Les extinctions leur sont parallèles. La biréfringence est variable ; elle semble d'autant plus forte que le minéral est plus vivement coloré en lumière naturelle. Les sections parallèles au plan des axes donnent les tons vert et jaune de deuxième ordre. Voici, d'après M. Michel Lévy, la correspondance des axes cristallographiques et d'élasticité optique du péridot avec ceux du minéral rouge :

Axes du péridot		Axes du minéral rouge
Cristallographiques	d'élasticité	d'élasticité
$h^1 g^1 = c$	n_g	n_g
$p g^1 = a$	n_m	n_p
$p h^1 = b$	n_p	n_m

[1] *Bull. Soc. Géol. de France*, 3e série, t. XVIII, p. 831.

La fig. 32, empruntée également à M. Michel Lévy, résume ces différences. La plus importante, au point de vue pratique, est le changement d'orientation du plan des axes optiques, qui est devenu longitudinal au lieu d'être transversal comme dans le péridot. Enfin le minéral rouge est négatif. L'angle des axes m'a paru être assez variable.

Le *fer oxydulé* est en sections irrégulières ou en sections de formes géométriques de toutes grosseurs. On sait que ce minéral s'est formé pendant toute la durée de consolidation de la roche. Dans le basalte miocène de Cros, les fins granules de fer oxydulé, partout très abondants, se disposent en grandes traînées irrégulières, qui donnent à la roche une structure fluidale très prononcée. Les sections pouvant être rapportées sûrement au fer titané sont très peu nombreuses. J'ai vu un morceau de spinelle brun (chromite) dans le basalte miocène de Queyrières.

Les grands cristaux *d'augite* sont rares dans cette catégorie de basaltes compactes ; la plupart des plaques minces en sont complètement dépourvues et quand ils existent, ils sont de petite taille. L'augite est, par contre, toujours bien développé en microlites. L'abondance de ce minéral ne paraît pas être liée à la rareté relative des feldspaths de seconde consolidation ou réciproquement.

On n'observe pas de *grands cristaux de feldspath*, à moins de considérer comme tels quelques sections allongées suivant pg^1 et qu'il vaut mieux, je crois, regarder comme des microlites de grande taille. Un caractère important de ces basaltes est, au contraire, d'avoir un second temps feldspathique bien développé. Cette règle est soumise à des exceptions locales faciles à expliquer par un refroidissement rapide de la lave, lorsqu'elle a coulé, par exemple, dans un milieu aqueux. Elle acquiert alors une texture plus fine et un aspect plus vitreux.

Dans l'étude des *microlites de feldspath*, j'ai surtout envisagé la zone de symétrie perpendiculaire à g^1. La position d'éclairement commun, qui a lieu, dans ce cas, à 45° des fils du réticule, permet de voir que beaucoup de ces microlites, mâclés suivant la loi de l'albite, le sont également suivant la loi de Carslbad. Quand les microlites paraissent tous de même nature, ce qui est le cas le plus commun, les angles d'extinction atteignent le maximum caractéristique du labrador. Dans beaucoup de basaltes, ce maximum est difficile à trouver. Les angles dépassent à peine 20° et je pense qu'il est prudent d'admettre, dans ce cas, la présence de microlites d'andésine, présentant des rapports d'oxygène voisins de 1 : 3 : 8. Dans le cas où l'on peut distinguer deux poussées microlitiques, aux éléments de taille différente, les gros microlites sont formés par du labrador, les petits paraissent être plus acides.

Les forts grossissements permettent de reconnaître, dans beaucoup de basaltes, la présence de petites plages de *mica noir* ayant environ $0^{mm}03$ de longueur moyenne. Leur forme est souvent irrégulière ; leurs contours sont parfois estompés. Mais les sections rectangulaires, hexagonales ou losangiques ne sont pas rares ; les premières possèdent le polychroïsme intense, la biréfringence élevée et tous les autres caractères du mica noir ; les secondes accusent, en lumière convergente,

pour les axes optiques, un angle voisin de 0°. C'est surtout autour du fer oxydulé que ce mica noir se développe de préférence. Il moule également les microlites de pyroxène et de feldspath. Il est donc postérieur à tous les autres éléments de la roche.

Dans les variétés riches en matière vitreuse, celle-ci a une couleur brune, foncée ; elle renferme de nombreux cristallites et de fines arborisations de spinelles.

Les *produits secondaires* jouent un rôle assez important dans la composition de ces basaltes anciens.

La calcite y est fréquente, soit en plages à extinction totale, soit en sphérolites à croix noire.

Après la calcite, viennent les produits serpentineux dont j'ai déjà parlé à propos du péridot et qui se retrouvent, avec les mêmes caractères, remplissant les vacuoles et les fissures de la roche. Il en est de même des produits d'altération jaune et rouge que j'ai étudiés plus haut.

Enfin, les zéolites sont assez fréquents dans ces roches, et plus encore dans les tufs scoriacés qui les accompagnent. Je signalerai particulièrement, aux minéralogistes, un gisement que j'ai trouvé aux environs d'Araules. Le chemin, qui mène de ce village au hameau de Courcoules, traverse un petit col séparant le point 1116 d'un témoin phonolitique. Ce petit col est creusé dans une coulée de basalte scoriacé, dont les vacuoles sont remplies de cristaux limpides de chabasie et de christianite. Le gisement d'Araules est tout à fait comparable, pour la beauté des échantillons, à ceux des environs de Murat, dans le Cantal, et de Perrier, près d'Issoire.

b. BASALTES PORPHYROÏDES

Les basaltes à grands cristaux de pyroxène, semblables à ceux du Cantal et du Mont-Dore se retrouvent dans le Velay. Dans le massif du Mézenc, cette roche forme une longue traînée depuis Graillouze jusqu'au plateau des Coirons, en passant par les Pradoux, le Gerbier-des-Joncs, Bourlatier, Lachamp-Raphaël. Dans toute cette région, il est compris entre les basaltes miocènes et les phonolites supérieurs. Au cirque des Boutières, il est séparé du phonolite par la série des andésites, labradorites et trachytes augitiques. On retrouve le basalte porphyroïde assez loin du centre du massif du Mézenc, sur le versant de la Loire, à Montchamp près Laussonne. Dans le Mégal, nous l'avons vu à la Jame, près de Queyrières et au-dessus de Monedeyres, supportant également le phonolite. Dans l'Emblavès, il forme la butte isolée sur laquelle est bâtie le village de Mézères et quelques petites buttes voisines. A Mézères, le basalte porphyroïde est de toute beauté. Les cristaux de pyroxène atteignent des dimensions considérables ; ils sont tellement serrés les uns contre les autres que, dans un grand nombre d'échantillons, ils entrent pour moitié dans la composition de la roche, laquelle est disposée en gros prismes très réguliers.

Je n'ai rien de bien particulier à dire sur les caractères microscopiques de ces basaltes ne différant des précédents que par le développement exceptionnel des cristaux du premier temps. Ils ne m'ont jamais offert la structure ophitique des basaltes porphyroïdes du Mont-Dore.

TRACHYTES INFÉRIEURS $\mathfrak{T}^{,-b}$.

Je comprends, sous le nom de trachytes, les roches microlitiques dont les feldspaths du second temps appartiennent surtout à l'orthose ou à l'anorthose.

Les trachytes inférieurs s'observent sur plusieurs points du massif du Mézenc. Au fond du cirque des Boutières, ils sont compris, d'une part, entre le basalte miocène et le basalte porphyroïde, d'autre part, entre le granite (?) et les coulées d'andési-labradorites. A Vahille, ils supportent également l'andési-labradorite. Aux Seuils, au nord-ouest du Mézenc, ils paraissent sortir du granite qui affleure tout près du gisement ; ils sont recouverts par un basalte, accompagné de brèches de projection, et postérieur aux phonolites. Dans le Mégal, le trachyte de Queyrières est compris entre le basalte miocène et la labradorite de Queyrières. Tous ces gisements ont une position stratigraphique très claire et assez uniforme.

On a déjà vu que je rattachais, dubitativement il est vrai, à cette première poussée trachytique, un certain nombre de montagnes isolées, telles que le Mont-Chanis. Je range, au moins provisoirement, sur le même horizon, les trachytes de Monac, près de Saint-Julien-Chapteuil, de la Prade, de Montusclat, de Monedeyre, des Dents du Mézenc. Toutes ces roches présentent des analogies pétrographiques remarquables et, à défaut de relations stratigraphiques suffisamment claires, je me crois autorisé à faire ce rapprochement. Mais je me hâte d'ajouter qu'on pourrait aussi les rapporter à la période d'éruption des trachytes supérieurs $\tau^{,-a}$, qui ont précédé de très peu la sortie des phonolites.

Ces roches se présentent en grandes masses arrondies, isolées, qu'il est souvent difficile de définir comme dykes ou comme coulées. Je suis porté à croire que l'on a trop souvent abusé du mot dyke pour les gisements des roches volcaniques acides. On a de la peine à se figurer la production, dans le substratum primitif, de trous béants aussi volumineux et aussi réguliers que ceux qu'aurait exigés la production de ces dykes. Dans beaucoup de cas, l'on constate, à la base du massif, que la roche est criblée de vacuoles allongées. Cette structure scoriacée indique sûrement que la roche a coulé. Je pense que la plupart des gisements trachytiques correspondent bien à des éruptions locales, qu'elles ne sont pas, comme le voulaient Bertrand de Doue et Poulett-Scrope, les ruines d'une coulée gigantesque unique, mais je crois que la fente de sortie, la bouche éruptive, est loin d'avoir les dimensions du gisement. Je crois que la roche est venue au jour dans un état de fluidité peu prononcée et qu'elle s'est accumulée autour de l'orifice. Une section verticale donnerait donc la figure d'une sorte de

champignon. J'ajoute que les produits de projections correspondant à ces formations trachytiques sont absents ou réduits à très peu de chose (Queyrières).

Tournaire a confondu, avec les phonolites, certains trachytes présentant une structure feuilletée. Il n'a regardé et figuré comme trachytes que les variétés massives. Non seulement la distinction des trachytes s'impose au point de vue stratigraphique, mais elle s'impose également au point de vue pétrographique, la structure feuilletée d'une roche ne pouvant suffire, ce me semble, à lui faire attribuer la dénomination de phonolite. Un même massif, comme celui de Queyrières, peut présenter tous les modes de structures possibles, tandis que certains phonolites véritables ont une structure massive et ne se débitent pas facilement en plaquettes.

Dans les trachytes inférieurs, quelle que soit leur structure, les feldspathides sont toujours absents. Les feldspaths de seconde consolidation ont un cachet particulier dont je parlerai tout à l'heure. Les éléments ferro-magnésiens, notamment l'hornblende brune, sont plus fréquents que dans les phonolites ; le pyroxène est le plus souvent gris, quelquefois vert, mais toujours à grand angle d'extinction. Ces roches sont très riches en apatite. Tels sont les caractères minéralogiques les plus généraux. Il y a de nombreuses variétés qui méritent quelques mots de description particulière.

Je vais d'abord m'occuper des variétés feuilletées, à structure phonolitique, qui sont précisément celles dont la position stratigraphique est le mieux établie.

Trachyte de Cros, au fond du cirque des Boutières (coupes fig. 17, 18, 19). — Roche blanche, fissile, d'aspect nacré, dû aux petites écailles feldspathiques. A l'œil nu, l'on voit de grands cristaux aplatis suivant g^1, disposés parallèlement au plan de schistosité, avec les profils p, $a^1/_2$. Rares cristaux d'amphibole hornblende. Au microscope, la roche a la composition suivante :

$$\mathfrak{T}_\mu - \overline{F_{1\text{-}2}\, A_3\, \underline{a_1\, o_1}}\, \underline{M}$$

Le *fer oxydulé* et l'*ilménite* sont transformés partiellement en limonite ; l'*hornblende brune* est rare.

Les grands cristaux de *feldspath* appartiennent, les uns à l'*anorthose* parfaitement caractérisé, les autres à l'*orthose* et probablement à un orthose très sodique. Sections g^1 avec profils $p\ a\ ^1/_2$.

Les microlites de feldspath sont également aplatis suivant g^1 et mâclés suivant la loi de Carlsbad. Les lamelles à extinctions roulantes présentent les profils en escalier $p\ a\ ^1/_2$, semblables à ceux figurés par M. Michel Lévy, dans les domites du Puy-de-Dôme [1] (fig. 33). L'extinction a lieu à 0° ou très près de p. Les sections perpendiculaires à g^1 sont très allongées; elles s'éteignent rigoureusement à 0°. Quelques-unes présentent des indices de mâcle de l'albite, ce qui me porte à penser que ces microlites pourraient bien être de l'anorthose. Ces sections, ap-

[1] *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, t. XVIII, p. 721.

partenant à une zone voisine de ph^1, se font remarquer par leur biréfringence plus élevée, leur épaisseur étant plus grande que l'épaisseur des lamelles.

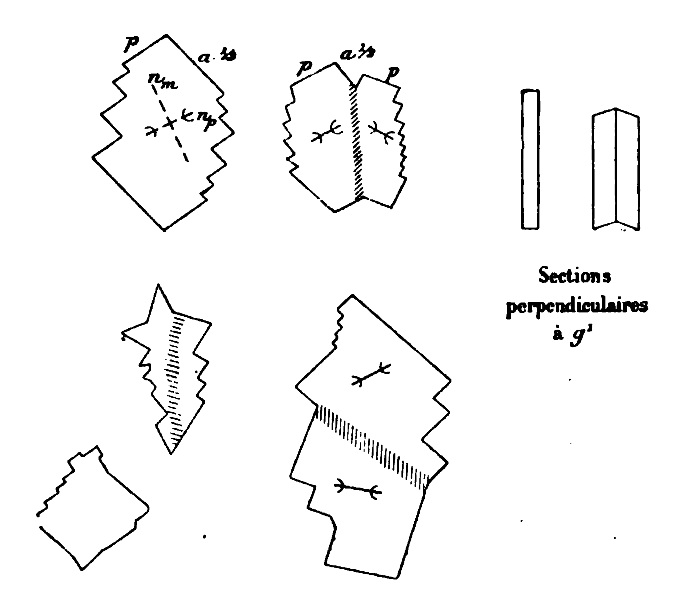


Fig. 33. — Microlites d'orthose des domites de la chaîne des Puys d'Auvergne ; profils relevés à la chambre claire, au grossissement de 200 diamètres (d'après M. Michel Lévy,)

Je n'ai pas vu un seul microlite d'*augite*.

Le seul élément ferro-magnésien, qui soit répandu avec quelque abondance, est le ***mica noir***, en microlites très petits, filiformes, ne dépassant guère 1/50 de millim. de longueur. Malgré leur exiguité, ces microlites, allongés suivant pg_1, sont très polychroïques et très biréfringents ; il y a aussi quelques sections hexagonales. Le mica noir est postérieur aux feldspaths du second temps.

La ***matière vitreuse*** est abondante.

Trachyte de Vahille (coupe fig. 22). — Roche ressemblant à la précédente, mais de couleur un peu plus foncée, à texture plus compacte, à peu près dépourvue de grands cristaux visibles à l'œil nu.

$$\mathfrak{T}_\mu - \overline{\mathrm{Ap}\,\mathrm{F}_{1\text{-}2}\,A_3\mathrm{a}_1}\underline{\mathrm{o}_1\,P_4}$$

L'***apatite*** est fréquente, en prismes violacés à inclusions polychroïques et pouvant dépasser un millimètre de longueur.

Le ***fer oxydulé*** est très abondant en fines granulations. Il forme des accumulations régulières, correspondant à d'anciens grands cristaux et à d'anciens microlites résorbés. Parfois, au centre, on voit encore des restes d'***amphibole*** très

brune. Cette substance offre aussi, mais rarement, des cristaux bien conservés.

Les *feldspaths* présentent les caractères de l'anorthose et de l'orthose. Les grands cristaux sont peu volumineux. Les microlites sont en lamelles très aplaties, ténues, polarisant faiblement, avec des contours vagues. La *matière vitreuse* est encore abondante. Dans son intérieur se trouvent quelques microlites d'*augite* très petits.

Trachyte des Seuils. — Roche voisine des précédentes, mais plus grenue, mieux cristallisée.

$$\mathfrak{T}_{\mu} - \overline{Ap\,F_1\,a_1\,o_1\,P_2}\,\underline{P_4 o_1}.$$

Ici l'*augite* est abondant. Les grands cristaux sont verdâtres, légèrement polychroïques, positifs d'allongement et à grand angle d'extinction. Les microlites sont gris.

Le feldspath est beaucoup mieux cristallisé, toujours en lamelles aplaties.[1] Peu de matière vitreuse.

Trachyte situé sous le calvaire de Queyrières (pl. XI, fig. 3). — Roche grise ou blanchâtre, à éclat nacré, bulleuse, en petites coulées alternant avec des tufs de projections. Elle a été décrite par M. Termier[2], qui lui a donné la composition suivante :

$$\mathfrak{T}_{\mu} - \overline{Ap\,F_1\,\underline{o_1}}\,\underline{t_1\,P_4}.$$

Le microscope révèle des différences assez notables suivant les échantillons, comme le montrent les deux sections décrites ci-dessous, prélevées à quelques mètres de distance l'une de l'autre :

1° Trachyte bulleux ; même composition que le précédent. Les microlites de feldspath franchement tricliniques sont rares. L'apatite est fréquente en prismes de grandes dimensions ;

2° Trachyte gris, sans vacuoles :

$$\mathfrak{T}_{\mu} - \overline{Ap\,F_1\,t_1\,\underline{o_1}}\,\underline{P_1\,P_{2\text{-}4}}$$

Le *fer oxydulé*, abondant, forme des amas trahissant des cristaux anciens résorbés, probablement de l'amphibole.

La roche renferme de nombreuses petites enclaves de quartz ancien, entourées d'une couronne de microlites de pyroxène vert, très polychroïque, négatif d'allongement. La plupart sont à grand angle d'extinction ; mais il y a aussi de véritables microlites d'*ægyrine*, s'éteignant en long et négatifs d'allongement. Les microlites d'*augite* du magma de la roche sont, au contraire, de couleur grise.

[1] Je fais mes réserves au sujet de la nature exacte des lamelles feldspathiques de second temps, que je rapporte à l'orthose. Il est possible qu'on démontre, un jour, que c'est de l'anorthose.

[2] *Bulletin du Service*, n° 13, p. 6.

Ici, la matière vitreuse est beaucoup moins abondante que dans les échantillons précédents. Il y a quelques lamelles très régulières d'*oligiste*.

Les microlites aplatis d'orthose sont denticulés ($p\ a\ ^1/_2$) ; quelques microlites allongés paraissent être réellement tricliniques.

Trachyte de la butte au sud du village de Queyrières (pl. XI, fig. 3). — Avec celle-ci, nous commençons l'examen des roches dont le niveau est madéterminé, et que je place ici faute d'indications précises. J'ai déjà donné les raisons qui me portent à considérer le trachyte de la butte de Queyrières, non pas comme un dyke de phonolite φ^0, mais comme une roche de même âge que la précédente, dont elle n'est peut-être que la continuation. Je me hâte de dire que la première opinion, qui est celle de M. Termier [1], est fort soutenable.

Dans la partie stratigraphique de ce travail, j'ai décrit les caractères macroscopiques, fort variables, de la roche qui nous occupe. Voici sa composition minéralogique :

$$\mathfrak{T}_\mu - \overline{\mathrm{Ap\,S\,A_3\,F_1\,P_2\,t_1a_1}\underline{\mathrm{o_1P_2}}}$$

L'*apatite* est polychroïque ; le *sphène* est fréquent, légèrement polychroïque, mâclé parfois suivant h^1.

L'*hornblende* est partiellement résorbée. Les parties disparues sont remplacées par des granules de fer oxydulé et des microlites d'augite œgyrinique juxtaposés et d'orientation optique assez uniforme. Elle est très polychroïque, très biréfringente. L'angle $\alpha = 0^o$ ou est très voisin de 0°. Beaucoup de sections sont perpendiculaires à un axe optique.

Le *pyroxène* en grands cristaux donne des sections très régulières. Il est vert, polychroïque, négatif d'allongement ($\alpha = 53^o$) : toutes propriétés caractéristiques de l'augite œgyrinique. Les microlites sont petits, nombreux et offrent les mêmes caractères.

Les *feldspaths* en grands cristaux sont abondants et donnent parfois à la roche un aspect porphyroïde. On reconnaît surtout de l'orthose et de l'anorthose. Il y a peut-être aussi de l'oligoclase. Ces cristaux sont très zonés, la bordure périphérique paraissant toujours plus acide que la partie centrale.

Les *microlites feldspathiques* ont un aspect particulier, qui s'observait déjà dans les roches que nous venons d'étudier, mais qui se trouve ici bien marqué et que nous verrons encore dans un grand nombre de localités. Cet aspect me les a fait regarder, pendant longtemps, comme des microlites d'oligoclase, bien que leur extinction, se faisant toujours rigoureusement à 0°, me rendît cette détermination un peu suspecte. M. Michel Lévy a dû faire l'étude de pareils microlites dans les phonolites inférieurs du Mont-Dore [2]. Il a bien voulu voir mes plaques minces et reconnaître lui-même l'identité dans les deux cas. Je ne saurais donc mieux faire que de reproduire ce que notre savant directeur a dit de ces microlites. Sa description s'applique, trait pour trait, aux roches du Velay.

[1] *Loc. cit.*, p. 15 (Le φ^1 de M. Termier correspond à mon φ^0).

[2] *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, t. XVIII, p. 797.

« Les microlites de feldspath sont extrêmement longs, minces et juxtaposés parallèlement, de manière à simuler des mâcles ; mais, en réalité, chaque lamelle est séparée de sa voisine par une matière isotrope ou peu polarisante, d'épaisseur comparable, qui ne change pas d'apparence durant une rotation de la platine du microscope. L'extinction a lieu rigoureusement en long. Il est extrêmement difficile de voir les sections g^1 couchées à plat ; elles sont trop minces et se superposent en grand nombre dans l'épaisseur d'une plaque ; on peut seulement pressentir que leur profil est souvent terminé par les faces p et $a\,{}^1/_2$. De pareilles propriétés optiques ne laissent subsister un doute qu'entre l'orthose, les anorthoses et l'oligoclase-albite (1 : 3 : 10) qui, dans la zone perpendiculaire à g^1, s'éteint constamment sous de très petits angles. »

« L'absence complète des mâcles nettes, suivant la loi de l'albite, induit à penser qu'on a ici affaire à une variété de microlites d'orthose ; d'ailleurs, les mêmes microlites, de taille un peu plus développée, apparaissent dans les phonolites supérieurs et leurs propriétés sur g^1 ne peuvent alors se rapporter qu'à l'orthose ou aux anorthoses[1]. On remarquera, en effet, que l'oligoclase 1 : 3 : 10 ne doit pas s'éteindre rigoureusement à 0° dans la zone de symétrie et que, sur sa face g^1, l'extinction doit se faire à +12° environ ; ses propriétés optiques ne sont donc pas identiques à celles des orthoses. »

« Néanmoins, l'extrême minceur des microlites des phonolites inférieurs leur est assez caractéristique et laisse subsister un certain doute sur la nature intime de leur feldspath... »

Trachyte à hornblende du Mont-Chanis et de la Chaspuze. — Roche très voisine de la précédente. Structure souvent tabulaire et cassure brillante lui donnant un aspect phonolitique.

$$\mathfrak{T}_{\mu}\text{—}\overline{\mathrm{Ap\,F_1 S\,A_3 P_{2\text{-}4} t_1 a_1}}\underline{\mathrm{o_1 P_{2\text{-}4}}}$$

L'*apatite* et le *fer oxydulé* ont les mêmes caractères ; l'*hornblende* en grands cristaux est très abondante et en partie remplacée par des microlites d'augite œgyrinique chez lesquels l'angle α ne dépasse pas 8°.

Le *sphène* est très rare.

L'*augite* en grands cristaux est gris (La Chaspuze), gris et vert (Mont-Chanis). Il en est de même des microlites.

Les *feldspaths* de première consolidation sont abondants et de grandes dimensions. Il y a de l'orthose, de l'anorthose et un feldspath triclinique qui, dans la zone ph^1, s'éteint toujours sous des angles voisins de 0°. C'est peut-être l'oligoclase 1 : 3 : 10[2]. Tous ces cristaux sont très zonés. Dans certains cas (fig. 34) le centre s'éteint à 0° sur p dans g^1 ; la bordure s'éteint à + 8° et les zones concentriques offrent toutes les extinctions intermédiaires. Les microlites offrent les mêmes caractères que dans la roche précédente.

[1] Il en est de même, dans le Velay, pour les phonolites φ^a.

[2] Voy. Michel Lévy et Lacroix. Minéraux des roches, p. 202.

Il est possible que la zone extérieure des grands cristaux se soit formée pendant le second temps ; dans ce cas les microlites aplatis seraient de l'anorthose. On observe quelquefois des facules qui rappellent bien ce feldspath et les forts grossissements montrent presque toujours la mâcle de Carlsbad.

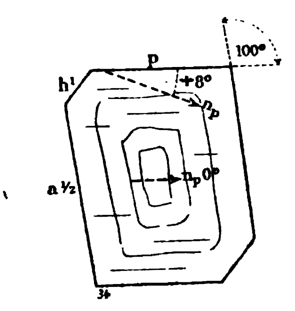


Fig. 34. — Section g^1 d'un feldspath du trachyte du Mont-Chanis.

Trachytes porphyroïdes de Monac et de Monedeyre. — A l'ouest du Mont-Chanis se trouve le grand dyke de trachyte de Monac, très remarquable par sa belle structure prismatique. La roche est, en effet, massive et fournit de beaux matériaux de construction. Sa couleur est gris bleuâtre ; elle renferme, en abondance, de grands cristaux de feldspath.

$$\mathfrak{T}_{\mu} - \overline{ApSF_1}\,\overline{A_3P_2t_{1-2}a_1}\underline{o_1P_2}$$

Ici, le *sphène* redevient fréquent. Aux feldspaths ordinaires en grands cristaux s'ajoute une andésine basique. Les feldspaths tricliniques s'épigénisent en calcite. Ils sont bordés par une zone d'extinction de signe contraire (orthose ou anorthose) [1].

M. Termier a donné la composition de la roche du sommet du cône de Monedeyre [2] :

$$\mathfrak{T}_{\mu} - \overline{ApF_1SA_3\underline{P_4t_1o_1}}\underline{M}$$

[1] M. Lacroix a recueilli à Monac de nombreux échantillons. Il a bien voulu me remettre la note suivante :

« Les trachytes du suc de Monac renferment, en grand nombre, des *enclaves* variées comme composition minéralogique. Les unes, en général de petites dimensions, sont formées par des fragments de gneiss ou de granulites ; les autres, atteignant parfois plusieurs décimètres de diamètre, sont constituées par des feldspaths acides (orthose et anorthose) en grand cristaux enchevêtrés les uns dans les autres et laissant entre eux de nombreux vides polyédriques fréquemment remplis par de la calcite secondaire.

« Du zircon, du sphène, de l'apatite, plus rarement du pyroxène et de la biotite s'observent en outre, mais toujours en très petites proportions. Au contact de l'enclave et du trachyte, ce dernier cristallise parfois sous forme de grands microlites étoilés qui viennent remplir les cavités de l'enclave ; ils sont par place accompagnés d'un peu d'augite. La calcite est localement accompagnée de christianite offrant des mâcles compliquées ».

[2] *Bulletin du Service*, n° 13, p. 7.

Il a eu soin de faire remarquer qu'à la base de la butte, le trachyte devient phonolitique. Cette épithète s'applique simplement à la structure, mais il y a également des différences minéralogiques. Voici la formule que m'a donnée l'examen d'une plaque mince prélevée à la partie inférieure du cône :

$$\mathfrak{T}_\mu - \overline{Ap\,F_1 S\,P_2 t_1 a_1 \underline{o_1 P_2}}$$

Le *pyroxène* est œgyrinique au lieu d'être gris, comme dans la roche du sommet ; il n'y a plus d'amphibole intacte, mais seulement de vagues traces représentées par des accumulations de fer oxydulé. L'*orthose* en microlites est très aplati, feuilleté, frangé. Je n'ai pas vu de *mica noir*. Or il est indubitable que la butte de Monedeyre correspond à une seule et même formation. Son hétérogénéité constitue un fait intéressant.

Trachyte porphyroïde à hornblende de La Prade. — Ce trachyte forme, entre Montusclat et Saint-Julien Chapteuil, une montagne escarpée connue des habitants du pays sous le nom de Mont-Charret (point 1206 de la carte de l'Etat major). Le trachyte repose directement sur les gneiss granulitiques (voir fig. 28). Il est exploité comme pierre de taille (dite pierre de *paravent*) et présente souvent de nombreuses cavités irrégulières plutôt que bulleuses.

$$\mathfrak{T}_\mu - \overline{ApF_1 A_2 t_1 \underline{P_{2-4} O_1}}$$

A noter l'absence du *sphène*. Les cavités irrégulières sont remplies de *calcite*, de *mésotype* en beaux sphérolites et de *christianite*.

Trachyte à hornblende de Montusclat (fig. 28). — C'est une belle roche, très fraîche, gris cendré, avec de grands cristaux de feldspath et de nombreux prismes d'hornblende d'un noir brillant.

$$\mathfrak{T}_\mu - \overline{ApF_1 A_2 \mathit{P}^4 t_1 a_1 \underline{o_1}}\underline{P_2}$$

Apatite polychroïque, volumineuse, très répandue. *Sphène* fusiforme assez abondant.

L'*hornblende* est intacte, sans traces de phénomènes de résorption.

Le *pyroxène* est abondant, tant en grands cristaux qu'en microlites.

Les *feldspaths* de première consolidation sont : l'oligoclase, l'anorthose et l'orthose. Les microlites, très bien cristallisés, accusant une structure fluidale très prononcée, laissent voir, aux forts grossissements, des facules qui rappellent l'*anorthose*. Ils sont très allongés et mâclés suivant la loi de Carlsbad.

Trachyte à mica noir des Dents du Mézenc. — Roche massive jaunâtre, constituant, au pied septentrional du Mézenc, trois buttes alignées connues sous le nom de Dents du Mézenc. Elle diffère des types précédents par quelques particularités minéralogiques.

$$\mathfrak{T}_\mu - \overline{ApF_1 Z\,\mathit{M}\,A_2 P_{2-4} \underline{t_1 a_1}}\underline{o_1 P_{2-4} M}$$

Apatite très abondante ; le *sphène* est remplacé par le *zircon*.

Le *mica noir* est rare. On le voit à l'œil nu en lamelles éparses. Il existe également en petites plages de seconde consolidation. L'*amphibole*, moins commune que dans les roches précédentes, offre les caractères ordinaires.

Les feldspaths du second temps sont en microlites plus trapus, plus larges, plus conformes au type ordinaire des microlites d'orthose. On voit nettement que certains d'entre eux offrent une association d'orthose et d'anorthose.

M. Termier a rapproché ce trachyte de celui de la butte de Monedeyre.

TRACHYTES SUPÉRIEURS $\tau_{,}$-a

(TRACHYTES AUGITIQUES)

Ici nous avons affaire à des roches très uniformes comme gisement, comme aspect et comme composition. Au lieu de former des massifs ou des dykes, elles s'étalent en larges coulées, dont la position stratigraphique est des plus nettes. Elles sont comprises, en effet, entre la série des labradorites et andésites augitiques α, et λ, et les phonolites φ^o. Le basalte à petit cristaux de pyroxéne β^o les recouvre sur plusieurs points (Soutour, l'Aubépin). Par leurs caractères physiques, ces trachytes sont bien, comme le croyait Tournaire, intermédiaires entre les basaltes et les phonolites[1]. Ils s'écartent des trachytes inférieurs par une compacité beaucoup plus grande, par l'absence à peu près absolue de grands cristaux, par une couleur plus foncée, variant du gris au noir et par une densité plus considérable. On les prendrait quelquefois pour des andésites augitiques ou des labradorites.

Les coulées sont souvent prismatiques ; ailleurs elles forment de grandes masses se divisant en plaques. Cette structure tabulaire est assez générale, les prismes se débitant eux-mêmes en dalles, avec facilité. Quand ces dalles sont altérées, la surface devient blanche, nacrée et la roche prend un faciès phonolitique très prononcé.

Ces coulées sont généralement bulleuses à leur partie inférieure (Lardeyrol, Moudeyres) ; elles sont accompagnées de tufs rougeâtres, ressemblant aux tufs de labradorites ou d'andésites augitiques.

Les trachytes augitiques paraissent cantonnés dans la région du Mézenc. Ils sont bien développés à l'ouest du mont Alambre, à Moudeyres, à l'est de Chaudeyroles, où ils forment une traînée continue, composée de plusieurs coulées superposées, à la surface du plateau qui domine la vallée de la Rimande (fig. 20, 21). De l'autre côté de la vallée, ils couronnent la montagne de Lherm, près de Saint-Clément. Ils forment également de belles coulées au Crouzet et à Soutour (fig. 24). Dans la partie supérieure du cirque des Boutières, ce trachyte est enclavé entre des coulées de labradorite (fig. 17). Au pied méridional du Mézenc, il donne un filon coupant la labradorite.

[1] Tournaire en a figuré un certain nombre, sur sa carte, avec le symbole *bp*.

La formule suivante établit la composition minéralogique moyenne de ces trachytes, telle qu'elle résulte de l'examen de plaques minces empruntées à toutes les localités que je viens d'énumérer.

$$\mathfrak{T}_{\mu} - \overline{Ap S F_1 A_3 P_4 t_1 a_1}\, \underline{o_1 t_1 P_4 F_1 M}$$

Quelques mots sur chacun de ces minéraux me permettront, en même temps, de fixer les principales variétés.

Premier temps de consolidation. — Le premier temps est réduit à presque rien. Les grands cristaux d'*augite* et d'*hornblende* plus ou moins résorbés, de même que les grands cristaux de feldspath, qui se trouvent en petite quantité dans quelques localités (Moudeyres, Croix des Boutières, Lherm), sont généralement absents. Il en est de même du *sphène*. Seule l'*apatite*, riche en inclusions, est toujours abondante. La formule précédente peut donc être réduite à celle-ci :

$$\mathfrak{T}_{\mu} - \overline{Ap\underline{F_1}}\underline{P_4 o_1 M}$$

Deuxième temps.— L'augite en microlites est ordinairement très abondant. Aussi ces roches méritent-elles le nom de trachytes augitiques. Dans certain cas, tout en restant très abondants (point 1212, au S. E. de Fay-le-Froid), les microlites abaissent leurs dimensions à $0^{mm}02$ de longueur moyenne et $0^{mm}004$ de largeur. Dans une variété de couleur blanche, il m'ont paru être tout à fait absents ou représentés seulement par des cristallites indéterminables (coulée supérieure de Lardeyrol). Mais c'est un cas exceptionnel. La couleur gris foncé de la plupart des échantillons est due précisément à l'abondance de l'augite et du *fer oxydulé* en grains très fins.

Suivant que la matière vitreuse est plus ou moins abondante, les microlites de feldspath sont plus ou moins mal venus. Ce sont encore des écailles très aplaties d'orthose ou d'anorthose, limitées quelquefois par les traces $p\ a^{1/2}$, le plus souvent aux contours vagues, se fondant insensiblement dans la matière vitreuse. Lorsque ces lamelles sont coupées perpendiculairement à g^1, elles forment de petits paquets, avec de fausses apparences de mâcles de l'albite. Dans quelques cas, j'ai cru voir de véritables microlites d'oligoclase. J'ai donc inscrit ce minéral dans la formule générale.

Le *mica noir*, en petites plages, se voit dans beaucoup de plaques minces. Il présente exactement les mêmes caractères que dans les basaltes.

Enfin, je dois signaler la fréquence de l'*oligiste*, en grains irréguliers ou en cristaux hexagonaux rouges, orangés ou jaunâtres, toujours de très faibles dimensions. Ce minéral moule les microlites de feldspath.

On voit que ces trachytes supérieures $\tau_{,-a}$ diffèrent des trachytes inférieurs $\tau_{,-b}$, non seulement par leurs caractères macroscopiques, qui sont remarquablement uniformes, mais aussi par leurs caractères microscopiques. Ici, le premier temps est insignifiant, tandis qu'il joue un grand rôle dans les trachytes inférieurs. Il n'y a plus ou presque plus d'hornblende et de sphène. L'augite est au contraire plus abondant au second temps ; il n'offre jamais les caractères

de l'augite œgyrinique. Enfin ces trachytes sont beaucoup plus riches en matière vitreuse et l'orthose du second temps est moins bien cristallisé.

LABRADORITES $\lambda_{,}$ ET ANDÉSITES AUGITIQUES $\alpha_{,}$

Nous avons vu qu'il y a, au Mézenc, surtout dans la partie centrale du massif, de nombreuses coulées de roches noires, compactes, très augitiques, dans lesquelles le péridot est absent ou ne joue que le rôle d'élément accessoire. Ce groupe, très homogène sur le terrain, correspond exactement aux *augitandésites* des Allemands. L'école française, basant sa nomenclature sur la distinction des feldspaths de second temps, doit distinguer les roches à microlites d'oligoclase, qui sont des *andésites augitiques*, et celles à microlites de labrador, qui sont des *labradorites augitiques* [1]. Cette distinction n'est pas toujours des plus faciles, même au microscope. La difficulté tient à l'existence de microlites de nature intermédiaire entre l'oligoclase et le labrador, c'est-à-dire de microlites d'andésine 1 : 3 : 8 et 1 : 3 : 7. Quand on fait un nombre suffisant de mesures d'angles d'extinction dans la zone perpendiculaire à g^1, qui fournit des données beaucoup plus sûres que la zone pg^1, on ne peut s'empêcher d'admettre, dans une même roche, la présence de microlites de natures variées. J'ai rapporté aux *andésites* les roches où les microlites d'oligoclase et d'andésine-oligloclase 1 : 3 : 8 existent seuls ou dominent de beaucoup et j'appelle *labradorites* celles où dominent, non seulement les microlites de labrador, mais encore les microlites d'andésine 1 : 3 : 7, c'est-à-dire les andésines dont le maximum d'extinction, dans la zone perpendiculaire à g^1, dépasse 21°.

D'une manière générale, les labradorites sont plus anciennes que les andésites augitiques, mais nous avons vu que ces roches pouvaient alterner. Prises en bloc, elles correspondent évidemment à une période de l'histoire volcanique du Velay ayant un cachet tout spécial.

Leur dispersion topographique n'est pas aussi étendue que la dispersion des basaltes, des trachytes ou des phonolites. Les centres d'émission ont dû être moins nombreux. Les coulées les plus importantes s'observent aux alentours immédiats du Mézenc. Au cirque des Boutières (fig. 17, 18, 19), leur épaisseur totale, y compris les tufs de projections qui les accompagnent, dépasse 250 mètres ; elles sont également très développées aux environs de Chaudeyroles, dans la vallée de la Rimande (fig. 20, 21).

En s'éloignant du centre du massif, on les observe à Soutour ($\alpha_{,}$, fig. 24), au Monteil ($\alpha_{,}$), à l'Ollier, près de Fay-le-Froid ($\alpha_{,}$), à Saint-Front ($\alpha_{,}$, fig. 25), à Bournac ($\lambda_{,}$, fig. 26), à Montchamp ($\lambda_{,}$), à La Besseyre ($\lambda_{,}$), à Moulin-Béraud ($\alpha_{,}$), etc.

[1] Voy. Fouqué et Michel-Lévy, Minéralogie microscopique. — Michel-Lévy, Structure et classification des roches éruptives.

Dans le massif du Mégal, nous les trouvons à Fauvel, près de Montusclat ($\lambda_,$, fig. 28), aux environs de Queyrières ($\lambda_,$ et $\alpha_,$), au Pertuis ($\lambda_,$), à La Blache, près de Malrevert ($\alpha_,$), et dans le bassin de l'Emblavès, au suc des Mouniers ($\lambda_,$).

Elles sont postérieures aux basaltes miocènes β_a et antérieures aux phonolites φ^o. Nulle part, cette position stratigraphique n'est plus facile à observer que dans l'intérieur du cirque des Boutières (fig. 18). Je considère, comme étant contemporains de ces coulées, beaucoup de basaltes compactes $\beta_,$, ne différant des labradorites que par une teneur un peu plus considérable en olivine et offrant d'ailleurs avec elles toutes sortes de passages. Tels sont ceux de la vallée de la Gazelle (fig. 27).

Les coulées de labradorites et d'andésites augitiques sont accompagnées de formations scoriacées et de tufs ressemblant beaucoup aux formations similaires des basaltes. Ces tufs sont parfois très riches en cristaux isolés de diverses espèces minérales et en produits de projections variés.

LABRADORITES

Je ne reviendrai pas sur les caractères physiques de ces roches que j'ai eu l'occasion d'indiquer plusieurs fois.

Leur composition minéralogique est la suivante :

$$\mathfrak{T}\,\mu - \overline{Ap\,F_1A_2OP}_4t_2t_{1-4}t_1F_1M$$

Je n'ai vu d'*apatite* que dans un seul cas, dans une labradorite de Montchamp près de Laussonne ; ici ce minéral est très abondant, en cristaux d'un millim. et demi de longueur et riches en inclusions opaques ; il forme, à lui seul, le premier temps de la roche.

Le *fer oxydulé* se trouve en octaèdres et en grains irréguliers de toutes grosseurs. Dans certains cas, les grandes lamelles sont découpées de la façon la plus capricieuse et comme ouvragées à jours. Des amas réguliers de fins granules. remplaçant des cristaux résorbés d'amphibole, s'observent dans presque toutes les labradorites, tandis que ces amas sont très rares dans les basaltes francs.

L'*hornblende brune,* ferrifère, était très répandue en grands cristaux dans le magma fondu de profondeur. C'est ce que démontre son abondance dans les produits de projection, dans les scories et dans les parties périphériques des coulées, refroidies plus rapidement que les parties centrales. Dans l'intérieur, en effet, l'hornblende est en grande partie ou même totalement résorbée. L'amphibole disparue est ordinairement remplacée par du fer oxydulé et des microlites d'augite ; ceux-ci peuvent s'orienter uniformément pour former une sorte de grand cristal d'augite ou se disposer dans tous les sens (fig. 35).

Je n'ai rien à dire de particulier sur l'*augite* de première consolidation. Je signale simplement son abondance dans certaines labradorites qui deviennent

alors porphyroïdes. Nous avons vu, au Mézenc, un niveau assez net de labradorites porphyroïdes correspondant à la partie moyenne de l'ensemble

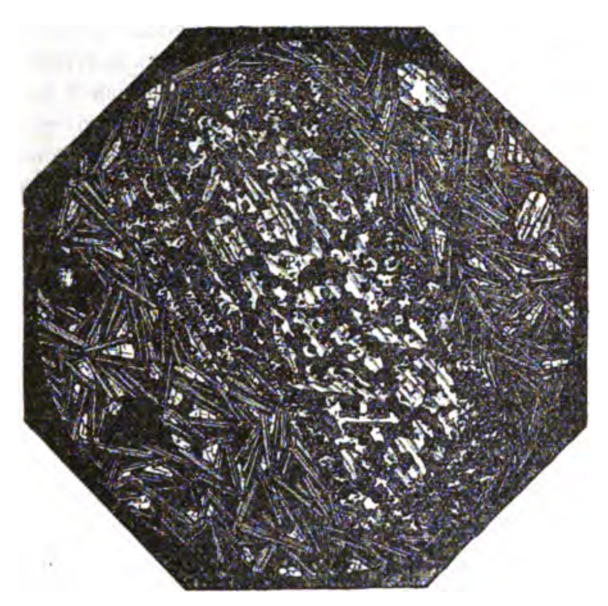


Fig. 35. — Labradorite de Queyrières, avec un cristal d'amphibole résorbé et remplacé par du fer oxydulé et de l'augite.

des coulées de labradorites et d'andésites augitiques. La butte du calvaire de Queyrières, dans le Mégal, est constituée par une roche porphyroïde identique à celle du Mézenc. L'augite du second temps est toujours très abondant ; il est identique, comme formes et comme propriétés optiques, à l'augite des basaltes.

Dans certains cas, de petits cristaux de pyroxène, un peu plus grands que les microlites ordinaires, se groupent en mosaïque et forment des amas aux contours arrondis (Bournac, Le Pertuis). Quelquefois ces groupements ont lieu autour d'un grand cristal de péridot (Queyrières).

L'olivine joue, dans la série qui nous occupe, un rôle intéressant ; bien qu'on ne doive la considérer que comme un élément accessoire, par son degré de fréquence et sa manière d'être, elle indique à première vue le degré de basicité de la roche [1]. Elle est assez fréquente, en grands cristaux du type basaltique, dans certaines variétés de labradorites, qu'il est assez arbitraire de séparer des basaltes et notamment de la série basaltique $\beta_{/}$. Telles sont la labradorite porphyroïde de la vallée de Rimande, celle de Montchamp, de Queyrières, etc.

[1] Je ne prétends pas appliquer cette remarque à toutes les roches volcaniques de tous les pays. Je rappellerai que le trachyte de la grande cascade, au Mont-Dore, est riche en grands cristaux d'olivine.

Dans cette dernière localité, l'olivine en grands cristaux est très irrégulièrement disséminée. Certaines plaques sont de vrais basaltes ; d'autres sont presque totalement dépourvues de péridot ancien. La roche du calvaire de Queyrières forme donc un passage très net des labradorites aux basaltes.

Dans la plupart des labradorites, l'olivine est encore assez répandue, mais cette fois sous une forme intermédiaire entre les grands cristaux et les microlites tels que les a décrits M. Michel Lévy dans les roches du Mont-Dore[1] et tels qu'on les retrouve dans certaines andésites augitiques du Velay. Comme cela a lieu pour ces microlites, dont les dimensions sont moindres, les petits cristaux d'olivine des labradorites ont des formes plus raccourcies suivant pg^1 que les grands cristaux, lesquels sont généralement allongés suivant cette direction. L'allongement a lieu plutôt suivant l'arête h^1g^1. Il en résulte des formes de sections assez différentes, qui ont été figurées par M. Michel Lévy (fig. 36). Les formes losangiques sont très répandues (sections p avec g^3g^3). Les

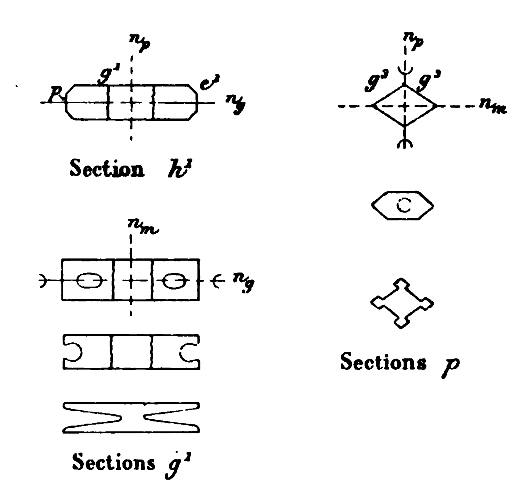


Fig. 36. — Microlites d'olivine (d'après M. Michel Lévy).

sections allongées sont toujours positives ; elles s'éteignent régulièrement en long. Ces petits cristaux subissent les mêmes altérations que les grands ; ils se transforment en produits serpentineux ou en le corps rouge étudié à propos des basaltes.

Les *feldspaths* en grands cristaux sont des raretés. Les microlites paraissent être généralement aplatis suivant g^1 dans les variétés tabulaires, où la roche offre, à l'œil nu ou à la loupe, un aspect écailleux particulier. Cet aplatissement est beaucoup moins prononcé dans les roches à structure plus massive et plus résistantes au choc. Dans les variétés vitreuses, l'allongement suivant pg^1 est

[1] *Comptes-rendus Acad. des Sciences*, 12 mai 1890.

manifeste. Il m'a semblé que la basicité moyenne des feldspaths augmentait avec la teneur en péridot. D'une manière générale, les angles d'extinction les plus élevés dépassent 21° et atteignent souvent 30°. Mais quand on fait un grand nombre de mesures, on trouve beaucoup trop d'extinctions au-dessous de 21° pour ne pas admettre la présence de nombreux microlites de feldspaths plus acides que le labrador. Cette supposition est d'ailleurs confirmée dans beaucoup de cas, où les microlites étant couchés suivant g^1, l'extinction se fait à 0° de l'arête négative de la section. Enfin, il y a souvent passage aux *andési-labradorites* dont il sera question tout à l'heure.

Un grand nombre de labradorites renferment du *mica noir* en éléments de dernière consolidation (Bournac, Chaudeyroles, vallée de Rimande, calvaire de Queyrières, etc.). Comme dans les basaltes, ce minéral forme de petites plages plus ou moins régulières, moulant principalement le fer oxydulé, mais également postérieures aux microlites d'augite et de feldspath. Dans la labradorite de Bournac, les plages, relativement étendues, permettent l'examen en lumière convergente. L'angle des axes optiques se montre alors bien voisin de 0°.

Dans une labradorite vitreuse du Pertuis, le fond brunâtre de la préparation est parsemé de microlites ou plutôt de cristallites filiformes ne dépassant guère 0mm01 de longueur. Aux très forts grossissements, ces microlites sont polychroïques, brun foncé suivant n_g brun pâle suivant n_p ; ils sont positifs d'allongement et, malgré leur petitesse, leur biréfringence est très élevée. Ils s'éteignent rigoureusement en long. Je les rapporte également au mica noir. Tantôt, ils se groupent en petits paquets ou faisceaux ; le plus souvent ils sont isolés, mais orientés suivant deux directions principales et ils dessinent une sorte de réseau parallélogrammique interrompu. Cette disposition rappelle tout à fait ce que l'on observe dans certains porphyres vitreux de l'époque primaire (Voy. p. 46).

Les labradorites sont généralement bien cristallisées ; il en est cependant qui présentent une proportion notable de matière isotrope. Le verre est alors de couleur brune ; il renferme des arborisations opaques et des grou-

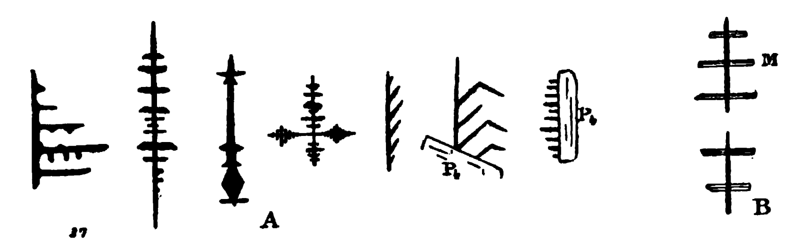


Fig. 37. — Cristallites dans la matière vitreuse des labradorites.

pements cristallitiques dont l'étude est des plus attrayantes (fig. 37, A.). En employant un objectif à immersion et une bonne lumière, on peut arriver à reconnaître que les groupements, suivant deux axes rectangulaires, se décom-

posent en files de petits octaèdres bruns ou complètement opaques (spinelles) ; d'autres, accusant une symétrie ternaire, peuvent être rapportés à l'ilménite. Enfin il arrive qu'un certain nombre des cristallites de mica dont je viens de parler, disposés parallèlement, soient comme enfilés dans un cristallite opaque (fig. 37, B).

Les produits secondaires des labradorites sont identiques aux produits secondaires des basaltes.

Les morceaux de quartz ou d'orthose arrachés aux profondeurs du sol et enclavés dans les roches volcaniques basiques se rencontrent fréquemment. Le minéral enclavé a été fondu sur ses bords et, dans le verre ainsi formé, des microlites d'augite ont cristallisé en une sorte d'auréole. Une section mince de la labradorite de Queyrières m'a montré une enclave complètement isotrope, autour de laquelle s'est développée une auréole de composition plus complexe, renfermant, à la fois, des microlites rayonnants d'augite, de longs microlites d'oligoclase disposés en bouquets et des microlites de mica noir (fig. 38).



Fig. 38. — Enclave dans la labradorite de Qeyrières. Les microlites d'oligoclase et de mica noir ont été mal rendus par le dessinateur.

Parmi les gisements de tufs et de produits de projection accompagnant les coulées de labradorite, deux méritent une mention particulière.

Le premier est situé à trois ou quatre kilomètres à l'est de Monastier, près du village de La Besseyre. Le tuf est gris bleuâtre. Il renferme des blocs scoriacés ou compactes pouvant atteindre de grandes dimensions. Il est, en outre, pétri de cristaux volumineux d'augite, d'hornblende, et d'un feldspath transparent. Parmi les cristaux d'horblende, beaucoup présentent les faces *mm*

dues à un clivage accidentel. Quand ils sont entiers, on constate qu'ils ont été en partie fondus et résorbés et qu'il ne présentent plus de formes géométriques. La fig. 39 montre un cristal d'hornblende, dont les parties résorbées ont été remplacées par un assemblage élégant de microlites brun violet très foncé, avec sections hexagonales. Les vides entre les microlites sont remplis par de l'augite. D'après M. Lacroix, ce minéral serait de l'ilménite. M. Sommerlad[1] a observé dans des basaltes et figuré la même disposition et les mêmes microlites. Il les a rapportés à l'hornblende.



Fig. 39. — Cristal d'amphibole à peu près résorbé dans une scorie de labradorite de la Beysseyre. - A_3, hornblende ; M, ilménite ?

M. Fouqué, qui a bien voulu étudier les morceaux de feldspath, leur a trouvé la composition suivante :

Analyse du feldspath de La Besseyre.

		O	
SiO^2	54.5	29.1	
Al^2O^3	29.8	13.9	
CaO	11.4	3.3	4.5
NaO	4.5	1.1	
MgO	traces		
KO	0.3	0.1	
	100.5		

[1] *Neues Jarb.* 1881, p. 151.

Rapports d'oxygène 6.3 : 3 : 1
Poids spécifique = 2,6917
Angle pg^1 = 93° 22'
2 V = 76° 10' et 79° 40' (deux échantillons).
n_m = 1.5647.
n_p = 1.5617.
Extinctions sur p = 5°, 1°, 4° (trois échantillons).
Extinctions sur g^1 = 18°40', 17°, 19° (trois échantillons).

En résumé, ce feldspath est intermédiaire entre les andésines et le labrador, mais beaucoup plus près du labrador.

Un autre gisement, plus intéressant encore, est celui de Bournac. Les brèches labradoritiques sont situées à l'est du village, au pied du petit plateau coté 1178 (fig. 26). Le tuf, reliant les blocs projetés, est ici couleur lie de vin ; il renferme les mêmes éléments cristallins qu'à La Besseyre. En quelques minutes, on peut faire une collection de gros cristaux d'augite, d'hornblende et d'andésine. Les cristaux d'hornblende sont mieux conservés qu'à La Besseyre. Les blocs projetés comprennent, avec diverses variétés de labradorites et de péridotites, des roches très particulières qui m'avaient vivement intrigué.

J'ai donné mes échantillons à M. Lacroix, qui s'occupe d'une manière toute spéciale des enclaves volcaniques et qui a déjà publié d'importants travaux sur cette question.

La première de ces roches est une sorte de granulite très riche en grenats roses transparents ; elle est très répandue en blocs de dimension variables, quelques-uns atteignant et même dépassant 50 centimètres de diamètre.

Elle est formée par un assemblage grenu de *rutile*, de *grenat*, de *diaspore*, d'*oligoclase*, d'*orthose* et de *quartz*.

Tous ces éléments sont discernables à l'œil nu, même le rutile, qui se présente en petites aiguilles noires à reflet métallique.

Voici, d'après M. Lacroix, les caractères du *diaspore*, minéral voisin du corindon et qui n'avait jamais été trouvé en France [1].

« Le diaspore forme des lamelles variant de 0mm,5 à 1cm,5 ; il se distingue aisément par un clivage facile, donnant des surfaces à éclat vitreux très vif. Leur dureté est de 6. Incolore en lames minces, le minéral reste bleu en lamelles épaisses de 0mm,5 : il possède alors un polychroïsme énergique avec :

n_g et n_m = incolore.
n_p = bleu.

« Le plan des axes optiques est parallèle au clivage facile g^1 (010) ; la bissectrice est positive (n_g) et perpendiculaire à un clivage difficile h^1 (100). Ce minéral est aplati suivant g^1 (010). Les sections perpendiculaires à cette face ont un allongement tantôt positif, tantôt négatif puisque la trace de n_m est toujours transversale à l'allongement apparent. Le minéral étant orthorhombique,

[1] A. Lacroix. *Bull. Soc. Minéralogie*, t. XIII et *Bull. du Service de la Carte*, n. 11, p. 17.

les extinctions se font toujours suivant les traces des clivages h^1 et g^1. L'écartement des axes optiques n'a pu être mesuré avec précision. Il est très nettement inférieur à celui que l'on observe dans le diaspore des autres gisements. La réfringence du minéral est très forte (N = 1.72). La biréfringence est très élevée et dépasse 0.04. La limpidité des couleurs de polarisation est très remarquable.

« La roche possède une composition variable, quelques échantilions étant très pauvres en feldspath et riches en quartz, d'autres au contraire, ne renfermant presque que cet élément. L'orthose a subi les modifications habituelles [1]. La labradorite renferme parfois, à une petite distance des blocs enclavés, les éléments infusibles de la roche (diaspore, quartz, grenat). »

Un second bloc projeté serait, d'après M. Lacroix, ou une norite ou un gneiss pyroxénique à hypersthène, qu'on pourrait rapprocher de certaines roches de Norwège, sur l'origine desquelles on n'est pas d'accord, même sur le terrain.

C'est un assemblage grenu d'*apatite*, de *fer oxydulé* d'*hypersthène*, d'*augite*, d'*anorthite* et de *labrador*.

L'hypersthène se distingue par un léger polychroïsme gris bleuâtre ou verdâtre suivant n_g, brun jaune suivant n_p, par son extinction longitudinale parallèlement aux clivages *mm* et par sa biréfringence beaucoup moins élevée que celle du pyroxène.

Parmi les grands cristaux de feldspath, il en est qui, dans la zone perpendiculaire à g^1, dépassent 60° d'extinction entre les deux séries de lamelles hémitropes. Ils paraissent également plus biréfringents que leurs voisins. On peut les rapporter à l'anorthite.

Je ne connais, dans le substratum primitif de la région, que sillonnent de profonds ravins, rien qui puisse rappeler de près ou de loin ces curieux produits de projection.

ANDÉSITES AUGITIQUES

Dans une première catégorie, nous avons des roches où la grande majorité des microlites sont constitués par des andésines plus ou moins basiques, donnant quelquefois des extinctions supérieures à 20° dans la zone de symétrie. Elles forment donc passage aux labradorites, desquelles il est fort difficile de les distinguer, même au microscope, et on peut les désigner sous le nom d'*andési-labradorites*. Telles sont les coulées de Vahille, Chanalette, Barges, du cirque des Boutières, du suc des Mouniers dans l'Emblavès, etc. Le premier temps, dans ces roches, est réduit à très peu de chose. Si l'on fait abstraction de quelques rares cristaux d'amphibole à moitié résorbés et de quelques cristaux d'augite de première consolidation, on peut leur donner la formule suivante.

$$\mathfrak{E}\mu - \overline{Ap\ F_1}\ \underline{O\ P_4\ t_{1\text{-}2}\ M}.$$

[1] Le plan des axes optiques est devenu parallèle à g^1.

Quand l'*apatite* existe, elle est très abondante en gros fragments polychroïques (Vahille, croix des Boutières, etc). Ailleurs elle manque tout à fait.

L'*olivine* est ici plus nettement microlitique que dans les labradorites. Malgré leur exiguité, les petits péridots tranchent, par leurs vives couleurs de polarisation, sur le fond gris de la préparation. On observe les cristallites en fourche et toutes les autres formes décrites par M. Michel Lévy.

Aux coulées d'andési-labradorites sont subordonnés des produits de projection plus ou moins altérés. A la Croix des Boutières, les tufs et brèches scoriacés sont très abondants (Voy. p. 89). Les scories rouges renferment, dans leurs vacuoles, de la chabasie et de la christianite. Les brèches de la partie supérieure des escarpements du cirque sont en bancs stratifiés, bien réglés. Elles sont formées par des fragments noirs de labradorite, généralement très bulleux, et de véritables scories que relie un ciment gris jaunâtre.

Au microscope, les parties foncées, correspondant aux fragments bréchoïdes, se montrent constituées par une substance vitreuse brune, foncée, bulleuse, chargée de produits ferrugineux, dans laquelle sont épars des microlites d'oligoclase et de labrador, ainsi que des microlites de péridot totalement transformés en le minéral rouge dont j'ai parlé plusieurs fois.

Les parties claires, qui correspondent au ciment, sont formées par une matière en grande partie isotrope présentant, par place, une polarisation d'agrégat due au développement de produits serpentineux ou chloriteux. Ces produits remplissent les cavités bulleuses et y forment des sphérolites à croix noire et à fibres positives. Dans ces parties claires, on voit également des cristallistes d'olivine et des microlites de feldspaths très irrégulièrement disséminés.

Une seconde catégorie comprend les andésites augitiques proprement dites qui ont pour formule générale :

$$\mathfrak{T}\mu - \overline{Ap\,F_1\,P_4\,A_3\,t_1\,t_2}\;\underline{O\,P_4\,t_{1\text{-}2}\,t_1\,o_1}$$

Ces roches se distinguent en général des labradorites ou des basaltes par une couleur moins foncée ; elles sont souvent gris de fer. Elles ont un grain plus régulier ; elles se laissent briser plus facilement : leur cassure est plus franche, les surfaces altérées sont généralement blanches. Un seul fait suffira pour montrer que ces caractères distinctifs ne sont pas constants, c'est que le fameux *basalte* à zircons du Riou Pezzouliou, tant de fois visité par les géologues, est une andésite augitique.

On pourrait établir plusieurs variétés dans ces roches. A considérer d'abord le premier temps, il en est qui renferment de l'amphibole et de l'augite en grands cristaux (Raffy, La Blache, Bonnefoi, Saint-Front). D'autres renferment des feldspaths de première consolidation, oligoclase, andésines et labrador (Raffy, La Blache, Saint-Front). Mais en général, le premier temps est très peu développé. L'apatite est très abondante dans certains gisements, absente dans d'autres.

A considérer le second temps, il y a tous les passages entre les andésites et les trachytes augitiques. Je signalerai, comme se rapprochant de ces dernières roches, certains échantillons de Raffy[1], où les microlites d'orthose deviennent excessivement nombreux.

Un bon type moyen est fourni par le dyke de Moulin-Béraud, isolé en plein granite, à quelques kilomètres à l'est de Monastier.

La formule de cette andésite peut être exprimée :

$$\mathfrak{T}_{\mu} - \overline{\mathrm{ApF}_1}\,\underline{O\,\mathrm{P}_4\mathrm{t}_1 t_{1\text{-}2}\,M}$$

L'*apatite* est en fragments polychroïques isolés ou formant de petits groupes. Le *fer oxydulé* est en octaèdres de toutes dimensions.

L'*olivine* microlitique, en éléments de 0mm05 de dimensions moyennes, se présente avec les caractères typiques. Parfois, ces microlites s'accumulent sur les points où se trouvent réunis de nombreux microlites d'augite ou de fer oxydulé. Dans certains cas, il semble qu'un certain nombre de fragments irréguliers, groupés et d'orientation uniforme, représentent les restes d'un grand cristal d'olivine en partie résorbé.

L'*oligoclase* est le feldspath dominant ; il y a encore beaucoup de microlites d'andésine 1 : 3 : 8.

L'*augite* forme de petits groupes en mosaïque, avec cristallites de mica se faufilant dans les vides.



Fig. 40. — Enclave dans l'andésite de Moulin-Béraud.

[1] Les échantillons étudiés par M. Termier (*Bull. du Service*, n° 13 p. 8) sont plus basiques.

Les géodes sont remplies de christianite.

Cette andésite est riche en petites enclaves de quartz ou de feldspath. La plupart présentent la couronne ordinaire d'augite. Une de ces enclaves (fig. 40) a été complètement remplacée par une subtance vitreuse, dans laquelle se trouvent des paquets de petits cristaux d'augite, à côté de plages très riches en fer oxydulé et d'autres plages formées par des arborisations de mica noir naissant. Enfin, dans cette matière vitreuse, il y a eu recristallisation de feldspath sous forme de longues baguettes rayonnant autour d'un centre et formant des sortes de sphérolites, rappelant les feldspaths obtenus artificiellement par MM. Fouqué et Michel Lévy. Ces baguettes paraissent mâclées ; elles s'éteignent en long ; on peut les rapporter à l'oligoclase. Aux abords immédiats de l'enclave, les microlites de la roche elle-même deviennent plus volumineux et se disposent aussi en rayonnant

Des andésites de l'Ollier, de Lardeyrol sont remarquables par la simplicité de leur composition minéralogique ; elles ont pour formule :

$$\mathfrak{C}\,\mu - F_1\overline{P}_4 t_1 t_1 \cdot_2$$

En résumé, le fait principal qui se dégage des études pétrographiques que je viens d'exposer, c'est qu'on trouve, dans les montagnes du Mézenc et du Mégal, une série de roches correspondant à l'âge moyen des volcans de la région orientale du Velay et nous montrant tous les passages entre les roches les plus acides, comme certains trachytes inférieurs, et les plus basiques comme les basaltes porphyroïdes. Certes, il est facile de choisir, dans une collection de ces diverses roches, des types bien définis, mais la difficulté est grande quand on veut distribuer *tous* les échantillons autour de ces différents types. Il y a de vrais trachytes, de vraies andésites, de vraies labradorites, de vrais basaltes, mais il y a un grand nombre de roches mixtes qui se laissent placer aussi bien dans un groupe que dans le groupe voisin. Diverses plaques, prélevées à des échantillons différents d'une même coulée, peuvent même présenter des variations de l'ordre de celles qui caractérisent des espèces pétrographiques aussi voisines que le sont les andésites augitiques, les labradorites et les basaltes. Je citerai, pour préciser, le témoin du Calvaire de Queyrières et la série des andésites de Raffy. Il s'en suit que certaines déterminations pourraient ne pas être reconnues comme tout à fait exactes par d'autres géologues examinant de nouvelles plaques minces. C'est un point sur lequel je crois devoir appeler l'attention, car il n'y a pas, dans le Plateau central, une région volcanique où la continuité minéralogique des laves s'affirme avec plus de force que dans le Velay.

PHONOLITES (φ^o).

Dispositions topographiques. — Ce sont les phonolites qui donnent à la partie orientale du Velay et à la partie occidentale du Vivarais leur cachet si

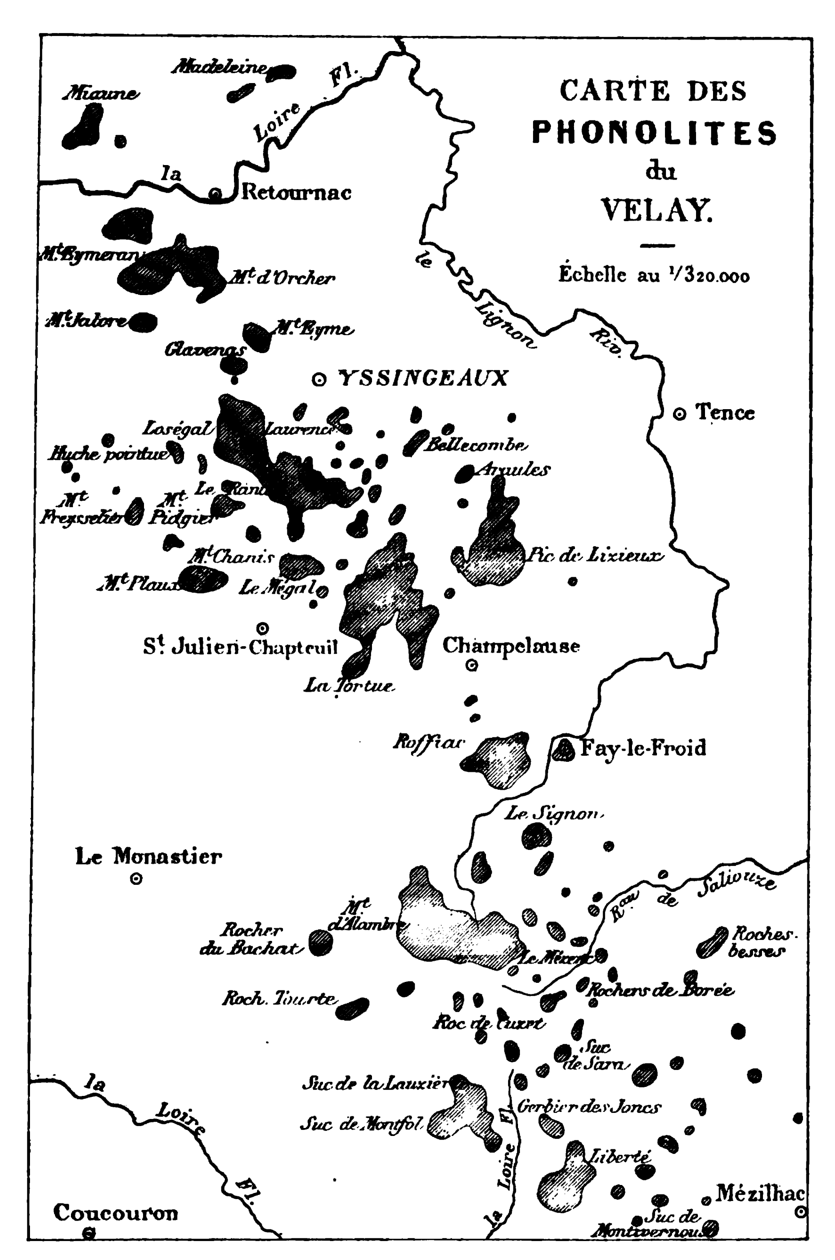

CARTE DES
PHONOLITES
du
VELAY.
Échelle au 1/320.000
Madeleine
Miaune
la Loire Fl.
Retournac
Mt d'Orcher
Mt Eyme
Glavenas
YSSINGEAUX
Tence
Bellecombe
Pic de Lizieux
Mt Chanis
Mt Plaux
Le Mégal
St Julien-Chapteuil
Champclause
La Tortue
Fay-le-Froid
Le Signon
Le Monastier
Rocher du Bachat
Roches besses
Rochers de Borée
Roc de Cuzet
Suc de la Lauzière
Suc de Montfol
Gerbier des Jones
Liberté
Mézilhac
Suc de Montivernoux
Coucouron
la Loire Fl.

Fig. 41.

original. Tandis que dans les massifs volcaniques du Cantal et du Mont-Dore, les pointements de phonolites sont épars et peu nombreux, dans le Velay, on peut évaluer à plus de 100 le nombre des masses phonolitiques distinctes.

Ces masses sont distribuées, comme le montre la carte ci-jointe (fig. 41), suivant une bande orientée N. 30° O., partant de la naissance du plateau des Coirons, dans le Vivarais, et aboutissant à la vallée de la Loire près de Retournac [1]. Dans cette bande, on peut distinguer deux groupements principaux, correspondant précisément aux deux régions du Mézenc et du Mégal. Tournaire a cherché à établir des séries d'alignement nord-sud, se déplaçant par plusieurs transports vers l'ouest à mesure qu'il se rapprocheraient de la Loire. Cette disposition n'est pas très nette ; elle serait dans tous les cas purement fortuite, car les directions oscillant autour de N.O.-S.E. correspondent aux directions des principales fractures dans toute la partie volcanique du Plateau central.

Les masses phonolitiques ont des formes variées et pittoresques qui impriment au paysage un caractère tout spécial. Ce sont le plus souvent des pics aigus, dénudés, de couleur grise, dépourvus de végétation ; il y a aussi des montagnes arrondies ou de forme pyramidale et des plateaux irréguliers bordés de grands escarpements ; ailleurs ce sont de grandes murailles toutes déchiquetées. Autant le paysage basaltique a des profils plats, réguliers, uniformes, autant le paysage phonolitique a des profils mouvementés, découpés, variés et toujours imposants. Comme les deux roches, basaltes et phonolites, sont souvent associées, il en résulte des effets merveilleux, trop peu connus des touristes. Les environs de Saint-Julien-Chapteuil, du Pertuis, d'Araules, du Gerbier-des-Joncs offrent des panoramas d'une beauté sévère et toute spéciale, dont le dessin fig. 1 de la pl. IX donne une idée suffisante [2].

La structure en grand de ces roches est souvent prismatique ; les colonnades phonolitiques peuvent être aussi belles et aussi régulières que les colonnades basaltiques. Nous avons vu qu'il en était de même pour les trachytes. Toutes les laves, qu'elles soient acides ou basiques, compactes ou porphyroïdes, peuvent donc présenter la structure prismatique, regardée quelquefois comme caractéristique des basaltes.

Dans ce cas les prismes se divisent eux-mêmes tranversalement en dalles. Cette structure tabulaire existe seule dans un grand nombre de massifs. Une même montagne réunit d'ailleurs souvent plusieurs modes de structure. La structure tabulaire est, comme on le sait, caractéristique des phonolites. Les dalles, que l'on retire du Signon et d'autres localités, peuvent avoir plusieurs mètres de longueur avec une faible épaisseur. Elles sont connues, dans le pays, sous le nom de *lauzes* et elles servent à recouvrir les toits des maisons. Les carrières qui les fournissent prennent le nom générique de *lauzières*.

[1] Il est à remarquer que cette direction se retrouve dans les alignements phonolitiques du Cantal (Puy de Griou, Menet, Bort) et du Mont-Dore (Compain, groupe de la Roche-Tuilière et Sanadoire). C'est aussi le sens d'orientation des dykes. Les phonolites de La Chaux-Montgros, au sud de Billom, sont sur le prolongement de la bande du Velay.

[2] Ce dessin a été fait, d'après des photographies, par un peintre de talent, M. Eyssèric.

Bertrand de Doue a montré comment la forme des montagnes phonolitiques dépend des divers modes de structure.

Si des prismes verticaux se divisent en tronçons ou en feuillets horizontaux, dit-il (*loc. cit.* p. 118), ces montagnes présenteront des coupes hardies et presque verticales (Miaune, La Magdeleine). Il en sera de même des escarpements pris dans les phonolites tabulaires dont les tranches principales se dirigent vers l'intérieur de la montagne, tandis que leurs dalles sont à peu près verticales (Roc de la Billeyre, près de Saint-Pierre Eynac).

Si ces tranches, devenues parallèles à l'une des faces de la montagne, s'appuient légèrement contre elle, ainsi qu'on le voit à l'est de Jaurence et de Costaros (Chamalières), il résultera, de cette disposition, des pentes raides et presque inaccessibles ; mais si elles penchent en sens contraire, ce ne sont plus que des ruines et d'énormes masses entassées en désordre les unes sur les autres Foucher, Testevoire, Roches de Rofflac, etc.)

Les pentes acquièrent, au contraire, beaucoup de solidité, poursuit Bertrand de Doue, lorsque les prismes vont en convergeant vers le sommet de la montagne, et qu'en même temps leurs feuillets, ou ceux qui subdivisent les grandes tranches tabulaires, plongent vers son centre, sous un angle quelconque : cette disposition, qu'on peut observer au roc du Curé, près Saint-Pierre Eynac, au sud de l'Ambre, à l'ouest du Mézenc, est la plus favorable à la conservation des montagnes phonolitiques ; elle les rendrait capables de résister à l'effort des siècles, si elle se rencontrait sur tous les points de leur circonférence, et si, en même temps, leurs roches étaient de nature à résister à la décomposition, comme dans les localités que je viens de citer.

Enfin, lorsque ces primes et ces tables, quelle que soit d'ailleurs leur position, se divisent en dalles qui vont en se relevant de plusieurs côtés, vers le sommet de la montagne, on a ces cônes tronqués, ces dômes quelquefois accouplés, ces montagnes en forme de cloche ordinairement un peu penchée, qui donnent un aspect si singulier au terrain trachytique.

Origine des phonolites. — L'origine de ces grandes masses a vivement intrigué les géologues et a provoqué beaucoup de discussions.

Bertrand de Doue les a admirablement décrites comme on vient de le voir. Après avoir démontré qu'elles étaient des produits volcaniques comparables aux basaltes et aux laves modernes, il a pensé que ces montagnes étaient autrefois contiguës, qu'elles formaient une même masse, dont le morcellement devait être attribué aux actions atmosphériques [1]. Poulett-Scrope a reproduit cette opinion. « Cette chaîne entière, dit-il, si colossale qu'elle soit, doit être regardée comme une seule coulée, comme le produit d'une éruption unique » [2]. D'autres géologues, comme Amédée Burat, n'ont guère voulu y voir autre chose que des dykes.

[1] Descript. géogn., p. 132.
[2] Géologie et volcans éteints de la France centrale, trad. franç. p. 171.

Comme il arrive souvent, la vérité paraît être ici entre les deux extrêmes. Que beaucoup de pics, de murailles, de *dents* phonolitiques soient de véritables dykes déchaussés par l'érosion, cela me paraît incontestable. Au mont Saint-André près de Malrevert, le contact du phonolite et du terrain tertiaire a lieu suivant des lignes verticales partant de la base et arrivant près du sommet et les couches oligocènes paraissent avoir été relevées par la roche éruptive. Il y a une foule d'autres points où la nature grossièrement filonienne des phonolites est évidente. Dans ce cas, les masses phonolitiques forment, sur les cartes, des traînées allongées et orientées.

On passe de ces dykes aux montagnes coniques ou arrondies, dont la base ne se continue pas par des plateaux, et qui doivent être regardées, comme des points de sortie du phonolite qui n'a pu s'épancher bien loin, dont la masse visqueuse n'a pu s'étaler que sur les bords de l'orifice. En projection horizontale, ces masses phonolitiques figurent toujours un cercle ou un ovale plus ou moins réguliers ne pouvant s'expliquer que de cette manière (Freysselier, Pidgier, Mont-Chenon, Mont-Signon, Rocher du Bachat, etc.)

La structure de cette catégorie de masses phonolitiques confirme l'hypothèse ci-dessus. La roche y est divisée en prismes convergents disposés parallèlement à la surface de la montagne, ou bien les fissures de retrait se font suivant des courbes concentriques parallèles à cette surface et les dalles sont disposées comme de gigantesques écailles. La photographie du Gerbier-des-Joncs (pl.I) montre un bel exemple de cette disposition.

Au cône régulier du Mont-Pidgier, se rattache, à l'est, un gros filon de phonolite représentant le remplissage de la fissure autour de laquelle s'est amoncelée la masse rocheuse du cône.

Enfin, il existe de vastes coulées de phonolites, formant des plateaux à surface plus accidentée que les plateaux basaltiques et tout à fait semblables, au point de vue des formes du terrain, aux coulées de trachyte du massif du Mont-Dore. Un exemple magnifique nous est fourni par le phonolite de Roffiac, à l'ouest de Fay-le-Froid. La photographie (pl.II), représente le front de cette coulée vue de l'est.

Le croquis suivant (fig. 42) représente le massif phonolitique du Lizieux vu des environs d'Araules. Cette coulée mesure 5 kilomètres de longueur. Au-dessous, j'ai placé son profil géométrique exact, au 1/80.000.

Les phonolites de Miaune, d'Eymeran, du Pertuis, du Rand, du Mégal, du Mézenc et de l'Ambre, des sucs de Montfol, de la Lauzière, du Séponet, etc. correspondent aussi, en grande partie, à d'épaisses coulées. La carte fig. 41 est suffisamment démonstrative à cet égard.

Ces grandes nappes phonolitiques sont surmontées elles-mêmes par des montagnes coniques, qu'on est bien tenté de considérer comme correspondant aux points de sortie. Cela paraît de toute évidence pour le massif du Lizieux, par exemple. Ailleurs, comme au Mégal, au Pertuis, où plusieurs éminences couronnent un même massif, ce dernier résulterait de la coalescence, de la soudure des laves issues de divers centres.



Phototypie

COULÉE DE PHON

Bull. N° 28. — T. IV (1892-1893), Pl. II.



BELLOTTI, Saint-Etienne.

ITE DE ROFFIAC



Une observation intéressante, faite par M. Termier, semblerait indiquer qu'il n'en est pas toujours ainsi et que les points d'éruption ne correspondent pas toujours à des points élevés. Le ravin de Bayssaille, au nord de Queyrières, est creusé dans un phonolite situé à 200 mètres en contre-bas des sommités

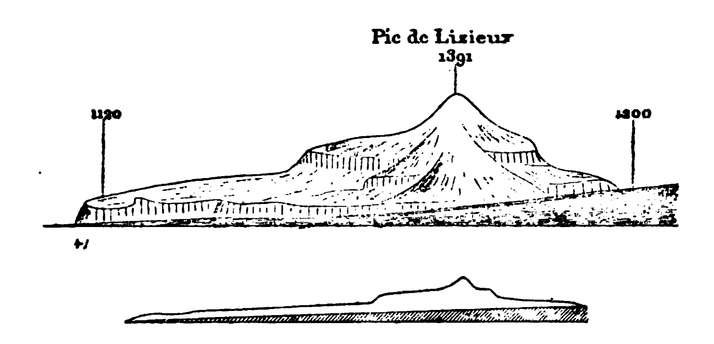


Fig. 42. — Vue et profil du massif phonolitique du Lizieux.

phonolitiques voisines (Mont Rand, le Couquet). M. Termier pense que ce ravin correspond à une énorme cheminée d'émission du phonolite[1].

Quoi qu'il en soit, le mode d'éruption de cette roche a dû être tout à fait semblable au mode d'éruption de toutes les roches volcaniques acides. La sortie des laves a pu être précédée, comme celle des trachytes, de phénomènes de projection. On observe, en effet, des tufs phonolitiques entre le Pertuis et Queyrières, à la base des escarpements du massif du Rand. Il est probable que ce ne sont pas les seuls produits de projections phonolitiques existant dans le Velay, mais le grand développement des éboulis, qui masquent la base des massifs, empêche de les reconnaitre partout ailleurs.

Caractères physiques. — Les phonolites du Velay ont des caractères physiques assez uniformes. Ce sont des roches grises ou gris verdâtre, compactes, finement écailleuses ou à texture pétrosiliceuse, rarement porphyroïdes, à cassure facile, esquilleuse. Les esquilles sont translucides sur les bords. Un même massif peut offrir diverses variétés au point de vue de la texture et de la couleur. Tournaire a indiqué comme trachytes des roches blanchâtres qui ne sont que des phonolites ayant subi un commencement d'altération (Glavenas, Araules, Lardeyrol). Cette altération donne souvent au phonolite un aspect moucheté très caractéristique. Dans ce cas, les parties blanches sont les parties altérées et les taches noires correspondent aux parties intactes. Le microscope montre que la calcite joue un grand rôle parmi les produits secondaires.

Mais toutes les variétés blanches ne sont pas des variétés altérées. Il arrive parfois que cette couleur tient simplement à l'absence ou à la rareté des minéraux ferro-magnésiens.

[1] Loc. cit. p. 19.

Lorsque des blocs de phonolite sont restés longtemps exposés à l'air, ils se recouvrent d'une couche blanche, nettement délimitée, dont l'épaisseur ne s'accroît pas au-delà de quelques millimètres ; au-dessous de cette mince zone d'altération, la roche est de la plus grande fraîcheur. Cette croûte est constituée par une argile pulvérulente, qui forme peu à peu, au milieu des blocs éboulés, une terre fine, onctueuse, se délayant difficilement dans l'eau, et d'un aspect tout particulier.

Composition chimique.—La composition chimique des phonolites en général est remarquablement constante. J'ai tenu à savoir si les phonolites du Velay rentrent, à ce point de vue, dans le type commun. Pour cela, j'ai fait, au Collège de France, sous la bienveillante direction de M. Fouqué, l'analyse en bloc d'une roche renfermant de la néphéline et représentant le type moyen des phonolites du Velay. J'ai choisi celui du Mégal.

Voici les résultats de cette analyse faite suivant la méthode de Sainte-Claire Deville.

Poids spécifique = 2.60

SiO^2	61.3
Al^2O^3	21.2
FeO	3.9
CaO	0.2
MgO	0.7
Ko	2.7
NaO	10.2
	100.2

On pourra rapprocher de ces résultats cette autre analyse du phonolite de la montagne de Miaune, donnée par Emmons :

P.S = 2.597

SiO^2	58.51
Al^2O^3	19.66
Fe^2O^3	3.43
MnO	Traces
CaO	1.53
MgO	0.31
Ko	4.71
NaO	10.04
perdu par la chaleur . . .	1.00
	99.19

On remarquera, dans les deux cas, particulièrement dans le premier, la faible

teneur en chaux et en potasse. Pour ce dernier corps, la chose peut paraître, au premier abord, d'autant plus étrange que la roche analysée est très feldspathique ; mais, comme nous le verrons plus loin, l'orthose des phonolites du Velay est très riche en soude et les grands cristaux ont souvent toutes les propriétés de l'anorthose. La grande quantité de soude, qui dépasse 10 °/₀, tient aussi à la nature du pyroxène vert, lequel renferme également cette substance en assez forte proportion.

Composition minéralogique. — Les phonolites du Velay n'ont pas été l'objet d'études pétrographiques aussi nombreuses que les phonolites d'Auvergne, dont les gisements sont d'un accès plus commode.

A ma connaissance, le premier travail, où les méthodes récentes de la pétrographie aient été appliquées aux phonolites du Velay, est une thèse de M. Emmons [1]. Ce mémoire, duquel sont bannies toutes considérations stratigraphiques, renferme une bonne description microscopique des roches. On y relève pourtant quelques erreurs. C'est ainsi que l'auteur affirme l'abondance de l'amphibole, qu'il a confondue probablement avec les pyroxènes verts. Il déclare que la néphéline a rarement des formes nettes et il n'a observé de cristaux de sphène que dans une seule localité. Tout cela n'est pas très grave et tient probablement au petit nombre de matériaux étudiés. En revanche, l'auteur a le mérite d'avoir proclamé la présence de la noséane en petits éléments dans tous les phonolites. Ce minéral est passé inaperçu des auteurs qui ont étudié ces mêmes roches après M. Emmons.

En 1886, dans son cours au Collège de France, M. Fouqué a consacré plusieurs leçons aux phonolites en général et le savant professeur a donné les caractères de ceux du Velay, en insistant sur la présence caractéristique des pyroxènes verts.

M. Termier a donné récemment la description de plusieurs de ces roches dans l'excellent mémoire que j'ai déjà eu l'occasion de citer plusieurs fois. M. Priem a également publié une note à leur sujet.

Comme la composition chimique, la composition minéralogique des phonolites est assez uniforme. La formule suivante renferme à peu près tous les éléments que j'ai reconnus dans une nombreuse série de plaques minces prélevées à près de quarante massifs différents. [2]

$$\mathfrak{T}\mu — \overline{ApF_{1\text{-}2}SA_3P_{2\text{-}4}\mathrm{s}_3\mathrm{n}\ \underline{\mathrm{a}_1\mathrm{o}_1\mathrm{P}_{1\text{-}2}\mathrm{L}}}$$ [3]

Dans la plupart des cas, cette formule se simplifie beaucoup, surtout aux dépens des minéraux du premier temps, généralement très réduits. J'indiquerai plus

[1] Emmons (A. B.). On some phonolites from Velay and the Westerwald. Dissertation for the degree of doctor of philosophy at the university of Leipsic, 1874.

[2] Indépendamment des roches de ma collection, j'ai pu examiner un certain nombre d'échantillons recueillis par M. Bourgeois et faisant partie de la collection du Collège de France. M. Priem a bien voulu également me communiquer quelques préparations.

[3] La lettre L représente la Låvénite.

tard quelles variétés l'on peut établir. Je vais d'abord dire quelques mots de chacun de ces minéraux.

L'*apatite* est beaucoup moins fréquente que dans les trachytes ; on peut constater son absence absolue dans un grand nombre de cas ; elle est abondante dans diverses localités (Mt Eymeran, etc.)

Le *fer oxydulé* est aussi plus rare que dans les trachytes. Ses granules sont clairsemés dans les variétés relativement riches. Une foule de phonolites en sont complètement dépouvus, particulièrement les plus riches en feldspathides. L'*ilménite* se trouve dans les mêmes conditions.

Le *sphène* est très inégalement réparti ; il manque dans certaines sections, ailleurs il est abondant. Je ne crois pas que ce minéral fasse jamais défaut entièrement. Il présente les caractères ordinaires, en sections fusiformes ($d^{1/2}$ $d^{1/2}$) ou en morceaux cassés. Je signalerai aux collectionneurs le phonolite d'Araules comme renfermant de beaux cristaux macroscopiques de 2 ou 3 millim. de longueur et offrant, à la perfection, les faces p, h^1, $d^{1/2}$. On les reconnaît plus facilement dans les variétés altérées de phonolite (*trachytes* de Tournaire), où leur couleur jaune miel tranche sur le fond blanc de la roche ; on peut les détacher avec facilité.

L'*hornblende* ferrifère, en partie résorbée, avec couronne de pyroxène et de fer oxydulé, se rencontre, dans un grand nombre de gisements, en cristaux épars ne jouant qu'un rôle tout à fait accessoire (Araules, Eymeran, Glavenas, Chenalets, etc.).

Les *pyroxènes* du premier temps de consolidation manquent dans beaucoup de cas ; d'autres fois, les cristaux sont de petite taille ; il est malaisé de les distinguer des microlites, auxquels ils passent par toutes sortes de transitions. Ils sont abondants dans un certain nombre de localités.

Aux monts Chenon et Aymeran, c'est de l'*augite* gris ou violacé, non polychroïque, qui se montre entouré d'une couronne d'œgyrine. Ces grands cristaux forment des groupements isolés.

Ailleurs (suc des Ollières, Araules, Mont-Plaux, Glavenas, Le Mégal) le pyroxène de première consolidation est de *l'augite œgyrinique*, vert, polychroïque, bleuâtre suivant n_p, jaunâtre suivant n, négatif d'allongement. Les sections g^1 donnent 40° comme maximum d'extinction ($\alpha = 50°$). A Glavenas, on observe toutes les transitions entre l'augite œgyrinique et l'augite proprement dit. Les grands cristaux d'augite œgyrinique sont parfois entourés d'une couronne d'œgyrine (suc des Ollières).

Je ne voudrais pas affirmer l'existence de *l'œgyrine* en grands cristaux. Je n'ai rien vu de tout à fait probant. Comme nous l'observerons plus loin, l'œgyrine est de consolidation tout à fait récente ; de plus ce minéral a une tendance à for-

mer des plages par groupement et orientation des microlites. Ces plages ne doivent pas être confondues avec les cristaux anciens.

La *noséane* [1] est, sans contredit, le minéral le plus constant et par suite le plus caractéristique des phonolites du Velay. Elle a été indiquée par M. Emmons et depuis sa présence a été méconnue par toutes les personnes qui ont étudié les phonolites de la Haute-Loire. Seul, M. Priem l'a signalée, d'ailleurs à titre de rareté.

Elle est facile à reconnaître dans un certain nombre de cas où les cristaux, relativement volumineux, offrent les caractères habituels. Je citerai notamment le phonolite du Mazel, dans la vallée de la Rimande. Ici les sections violacées, régulières ou corrodées, offrent le faisceau central d'inclusions opaques caractéristiques et les cristaux atteignent des dimensions relativement considérables.

Le phonolite celluleux de la base des massifs du Mézenc et de l'Ambre (maison forestière du Mézenc) renferme également de nombreux cristaux d'haüyne ou de noséane, pouvant dépasser un demi-millimètre et riches en inclusions disposées régulièrement.

Mais c'est sous un état un peu différent que la noséane est surtout abondante. On la reconnaît, aux forts grossissements, sous forme de petits éléments répandus dans toute la roche et dont les dimensions varient entre quelques millièmes et un dixième de millimètre. Ces petits cristaux ont souvent des contours arrondis, un peu irréguliers, mais on trouve beaucoup de sections ayant des formes géométriques parfaites. La fig. 43 montre quelques dessins de sections relevés à la chambre claire. Ces petits corps ont une réfringence inférieure à celle de la

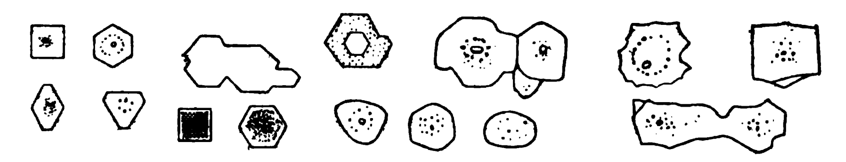


Fig. 43. — Sections de noséane relevées à la chambre claire dans les phonolites du Velay.

néphéline ; ils possèdent ordinairement une légère teinte violacée. Dans quelques cas (suc des Ollières, etc.), on voit deux hexagones emboîtés l'un dans l'autre ; celui du centre est jaunâtre, il a des contours très nets ; l'hexagone enveloppant est violet.

Toutes les sections sont riches en inclusions disposées au centre, tantôt irrégulièrement, tantôt en cercles ou couronnes. Les plus fines de ces inclusions paraissent complètement opaques. Il en est de plus volumineuses, qui sont transparentes. Enfin il peut arriver que le centre du cristal soit occupé par une grosse inclusion jaunâtre exerçant une action assez vive sur la lumière polarisée.

[1] Ou *haüyne*. Je suis porté à regarder le feldspathide dont il va être question comme de la noséane à cause de la faible teneur de la roche en chaux.

Ces petits cristaux se groupent en s'accolant ; ils peuvent ainsi former des sortes de plages orientées dans le sens de la fluidalité de la roche, lorsque cette fluidalité est bien accusée. C'est surtout au sein des grandes lamelles d'orthose qu'il faut chercher les bonnes sections de noséane ; neuf fois sur dix, on voit que ces petits éléments traversent le feldspath et restent complètement éteints pendant la rotation de la plaque. Ce ne sont donc pas, comme on l'a dit, des lamelles de tridymite à la surface des feldspaths. Enfin, dans quelques cas, je les ai vus moulés par la néphéline. C'est donc un minéral de consolidation ancienne.

La noséane manque très rarement dans les phonolites du Velay et son absence est toujours liée à une altération profonde de la roche. On la retrouve dans des sections plus fraîches empruntées au même massif (Lardeyrol, Araules, etc.). Dans quelques cas, elle est transformée en mésotype.

La *néphéline* n'est pas aussi généralement répandue que la noséane. On peut dire cependant qu'elle se trouve dans la très grande majorité des phonolites du Velay, quand on exclue de ces roches, les trachytes inférieurs, qui ont parfois un faciès phonolitique.

Elle se présente avec ses caractères habituels, c'est-à-dire en petits prismes hexagonaux, dont la hauteur n'est pas beaucoup plus grande que la largeur. Ces prismes donnent des sections hexagonales, carrées ou rectangulaires, dont les dimensions moyennes peuvent être évaluées à $0^{mm}.02$. Mais on observe, dans certains cas, des rectangles ou des hexagones beaucoup plus grands, dépassant $0^{mm},10$ de longueur ou de diamètre.

La néphéline est toujours accompagnée de noséane ; elle se distingue de celle-ci parce qu'elle est un peu moins réfringente, que les contours de ses sections sont plus nets, de formes plus variées, ne présentant jamais d'angles arrondis ; de plus, elle est limpide, incolore, tandis que la noséane est violette ou jaune. Elle est généralement dépourvue d'inclusions, sauf dans quelques cas où le centre du cristal est occupé par une sorte de bulle transparente. Enfin, les sections carrées ou rectangulaires polarisent franchement, et quand il y a un allongement, la lame de quartz indique qu'il est de signe négatif.

Il faut quelque habitude pour déceler et distinguer ces deux minéraux dans les phonolites, mais on arrive vite à ce résultat et nulle part l'utilité et la supériorité de l'application des procédés optiques à la pétrographie ne s'affirme avec plus de force que dans l'étude de ces roches aux éléments ultramicroscopiques.

Les phonolites, où la néphéline est abondante, se distinguent, à l'œil nu, des phonolites où prédomine l'orthose par une texture plus compacte, pétrosiliceuse, une cassure plus vive. L'aspect est également différent au microscope (pl. III, fig. 3). En lumière polarisée, le fond de la préparation est beaucoup plus sombre, à cause de la plus faible biréfringence de la néphéline. Les phonolites plus feldspathiques se trahissent par une apparence finement écailleuse, résultant de la superposition des petites lames d'orthose aplaties et couchées sur la face g^1.

La néphéline a cristallisé avant l'orthose et le pyroxène du second temps. L'œgyrine se moule autour des cristaux de néphéline, ce qui fournit un moyen pratique excellent de reconnaître les sections appartenant à ce minéral ; elles apparaissent, en effet, comme des fenêtres claires, incolores, au milieu des petites plages d'œgyrine. On peut donc considérer la néphéline, sinon comme un minéral du premier temps, du moins comme s'étant formé au début du second temps. Dans les variétés très riches en feldspathides, de grands cristaux de néphéline peuvent être considérés, je pense, comme datant réellement du premier temps ; dans ce cas, les grands cristaux sont entourés d'éléments beaucoup plus petits qui appartiennent au second temps (Mont Pidgier, etc.).

Les phonolites celluleux de Costebelle, près de la maison forestière du Mézenc, renferment en très grande abondance, dans leurs vides, des cristaux de néphéline, blancs, nacrés ayant de 1 à 2 millimètres de longueur et se détachant facilement. Ce gisement est connu depuis très longtemps. Bertrand de Doue, M. Pascal, M. Bourgeois l'ont signalé successivement à l'attention des minéralogistes.

Ces druses renferment en outre de l'opale transparente et de petits cristaux très bien formés rappelant les cristaux d'hypersthène du Capucin au Mont-Dore, mais qui m'ont paru avoir toutes les propriétés de l'augite œgyrinique.

Les *grands cristaux de feldspath* appartiennent toujours à l'*orthose* et à l'*anorthose*. Je n'ai pas observé d'oligoclase bien authentique. Ces grands cristaux caractérisent les variétés, assez rares, de phonolites porphyroïdes. Ceux-ci peuvent garder une structure feuilletée, et dans ce cas, les grands cristaux sont aplatis suivant la face g^1 et disposés parallèlement aux plans de clivage. Au Pertuis, les tufs, dont je dirai un mot tout à l'heure, sont coupés par un filon de phonolite blanc, très fissile, avec cristaux d'anorthose pouvant atteindre 8 à 10 millimètres de longueur et dont l'épaisseur ne dépasse pas un millim. Dans un grand nombre de cas, les grands cristaux se relient insensiblement aux microlites ; il est alors difficile de distinguer deux temps de consolidation pour les feldspaths, qui forment des plages feuilletées de toutes grandeurs.

Le phonolite de Liberté, au sud est du Gerbier-des-Joncs (point 1517), est remarquable par sa structure massive et porphyroïde, toute différente de la structure phonolitique. L'examen microscopique montre que cette roche est pourtant un véritable phonolite, riche en néphéline, en œgyrine et en låvénite. Ici, microlites et grands cristaux de feldspath ne sont pas aplatis suivant g^1. Les grands cristaux ont des formes trapues, comme dans les trachytes ou dans les andésites porphyroïdes. Au microscope, ils se montrent formés par plusieurs individus cristallins paraissant mâclés suivant la loi de Carlsbad et ne présentant que rarement des traces de mâcles de l'albite (Pl. III, fig. 4).

Divers essais Boricky m'avaient montré que ce feldspath était riche en soude et renfermait un peu de chaux. Je n'avais pas obtenu de fluosilicate de potasse.

M. Fouqué a bien voulu en faire l'analyse complète qui a donné les résultats suivants :

P. S = 2.592

		Quantités d'O
SiO^2.	68.00	36.3
Al^2O^3	20.10	9.3
CaO.	0.60	0.2
KO	1.20	0.2
NaO.	10.10	2.5
	100.00	

Rapports d'oxygène — 0.93 : 3 : 11.61

$2V = 55°\ 20'$

Cette composition et ces propriétés physiques correspondent à celles de l'anorthose.

Les *microlites feldspathiques* appartiennent tous à l'orthose ou mieux à l'anorthose. Les essais Boricky, que j'ai pu faire sur la partie microlitique du phonolite de Liberté, ne m'ont pas accusé de potasse. Les analyses en bloc des roches du Mégal et de Miaune dénotent des quantités trop peu considérables de ce corps pour laisser admettre que l'orthose proprement dit soit le feldspath prédominant. Aux forts grossissements, il m'a paru observer parfois les facules et les vagues traces de mâcles de l'albite qui caractérisent l'anorthose.

Quoi qu'il en soit, ces microlites peuvent se présenter sous deux aspects principaux, suivant que la roche affecte une structure massive ou une structure feuilletée.

Dans le premier cas, qui est le plus rare et dont le phonolite de Liberté offre un bel exemple, les microlites sont plutôt allongés suivant pg^1 qu'aplatis suivant g^1. Ce sont des bâtonnets, distribués en belles traînées fluidales et offrant presque tous la mâcle de Carlsbadt (Pl. III, fig. 4).

Dans les variétés feuilletées, une coupe parallèle au plan du clivage (fig. 1, pl. III) montre des plages irrégulières, frangées, à clivages très développés, à extinctions roulantes (mâcles de Carlsbad). Ces lamelles sont aplaties suivant g^1 et présentent assez souvent des contours dentés $p\ a^{1/2}$. Elles sont enchevêtrées sans ordre apparent ; leur grandeur varie beaucoup, de sorte qu'il est difficile de séparer les grands cristaux des microlites.

Une section perpendiculaire au plan de clivage (fig. 2, pl. III) présente un aspect tout différent. Ici, ces mêmes microlites sont vus sur leur tranche ; ils sont allongés, très minces, presque toujours mâclés suivant la loi de Carlsbad et, comme souvent plusieurs microlites sont empilés les uns sur les autres, il en résulte une apparence de triclinicité, que j'ai déjà signalée à propos des trachytes, et qui a souvent trompé les pétrographes.

Dans ces sections perpendiculaires aux clivages, on reconnaît plus facilement les grands cristaux également mâclés suivant la loi de Carlsbad, mais beaucoup moins aplatis que les microlites.

Les microlites de pyroxène appartiennent toujours à des *pyroxènes verts*, augite œgyrinique et œgyrine. Souvent l'un de ces minéraux existe seul ; il est aussi fréquent de les voir associés. Je crois inutile d'énumérer ici leurs propriétés optiques qu'on trouvera dans les livres de minéralogie et notamment dans les *Tableaux des minéraux des roches* de MM. Michel Lévy et Lacroix. Je noterai simplement quelques observations spéciales aux phonolites du Velay.

L'augite œgyrinique se présente en microlites isolés, allongés, aux formes plus nettes que l'œgyrine. Celui-ci a plutôt des tendances à former de petites plages irrégulières ; les microlites se juxtaposent en laissant des vides qui correspondent généralement à de très petits cristaux de néphéline. Le polychroïsme se fait dans les mêmes tons, mais il est plus intense dans l'œgyrine. Beaucoup de petits éléments paraissent formés d'un mélange d'augite vert et d'œgyrine. Les extinctions ne sont pas toujours uniformes, le centre s'éteignant sous un angle plus grand que le bord.

L'œgyrine est un des derniers éléments de consolidation.

Non seulement il moule la néphéline, mais il entoure encore les microlites d'orthose ; nous verrons plus loin qu'il peut présenter un véritable phénomène d'*ophitisme* (Pl. III, fig. 5). L'œgyrine est surtout abondante dans les variétés riches en néphéline et en låvénite. Les roches qui ne renferment que de la noséane ne présentent que de l'augite œgyrinique.

C'est à M. Lacroix qu'on doit la découverte de la *låvénite* dans les phonolites du Velay [1]. J'ai retrouvé ce minéral dans presque tous mes échantillons présentant de la néphéline. Je ne saurais mieux faire que de reproduire la description de mon savant collègue et ami [2].

« La låvénite forme des cristaux allongés suivant la zone $h^1 g^1$ (100) (010). Ils atteignent rarement $0^{mm},25$ de plus grande dimension. Ils affectent souvent des formes cristallitiques : un grand nombre de petites aiguilles plus ou moins déchiquetées sont alors groupées dans les éléments de la roche et constituent par leur ensemble le squelette d'un grand cristal.

« Les plus grands cristaux sont d'un beau jaune d'or avec polychroïsme intense. On observe :

$$n_g = \text{jaune d'or},$$
$$n_m \text{ et } n_p = \text{incolore}.$$

« Il en résulte que dans la zone verticale d'allongement, les sections g^1 parallèles au plan des axes optiques (et par suite renfermant n_g et n_p) et les sections voisines de cette face sont seules polychroïques et colorées. De plus, le maximum de polychroïsme est transversal à l'allongement. Ce caractère aide beaucoup à reconnaître la låvénite en sections minces. Les cristallites sont trop

[1] *Bull. Soc. minéralog.*, t. XIII.

[2] A cause de leur exiguïté, les cristaux de låvénite n'ont pu être figurés dans les dessins de la Pl. III.

minces pour présenter un polychroïsme sensible; ils sont parfois à peine biréfringents.

« Les grands cristaux permettent facilement de reconnaître le caractère monoclinique de l'espèce. L'extinction maximum se fait, dans la face g^1 (010) à 20° de h^1 (100); c'est l'axe n_p qui fait cet angle avec h^1. Le signe de la zone d'allongement est donc toujours négatif. Il existe souvent la mâcle suivant h^1 (100) avec extinction symétrique de part et d'autre de la ligne de mâcle dans g^1. La biréfringence maximum est assez élevée et atteint 0.03.

« Dans la roche, la lâvénite a cristallisé durant le deuxième temps de cristallisation; ses cristaux viennent parfois s'accoler contre les feldspaths anciens. »

Il me reste encore à mentionner un minéral dont je ne connais pas exactement la nature et qui est très abondant dans les phonolites néphéliniques. Il est formé par de petits éléments microlitiques ou cristallitiques, avec sections hexagonales et à bords tantôt bien arrêtés, tantôt se fondant avec la matière ambiante. Ces éléments se disposent en une sorte de réseau irrégulier et forment des traînées au milieu des autres minéraux, qui remplissent les mailles de ce réseau. Il est d'un brun foncé pouvant aller jusqu'à l'opacité. Il possède un polychroïsme énergique, brun violet suivant l'allongement des plages, brun jaunâtre perpendiculairement à cette direction. La biréfringence paraît élevée, mais il est difficile de l'apprécier à cause de la couleur foncée propre du minéral. L'extinction se fait à 45° environ de la direction d'allongement des plages, chacune d'elles possédant une orientation optique uniforme. Ce minéral se retrouve dans les trachytes à œgyrine des Açores; les auteurs allemands l'attribuent avec doute à la *cossyrite*.

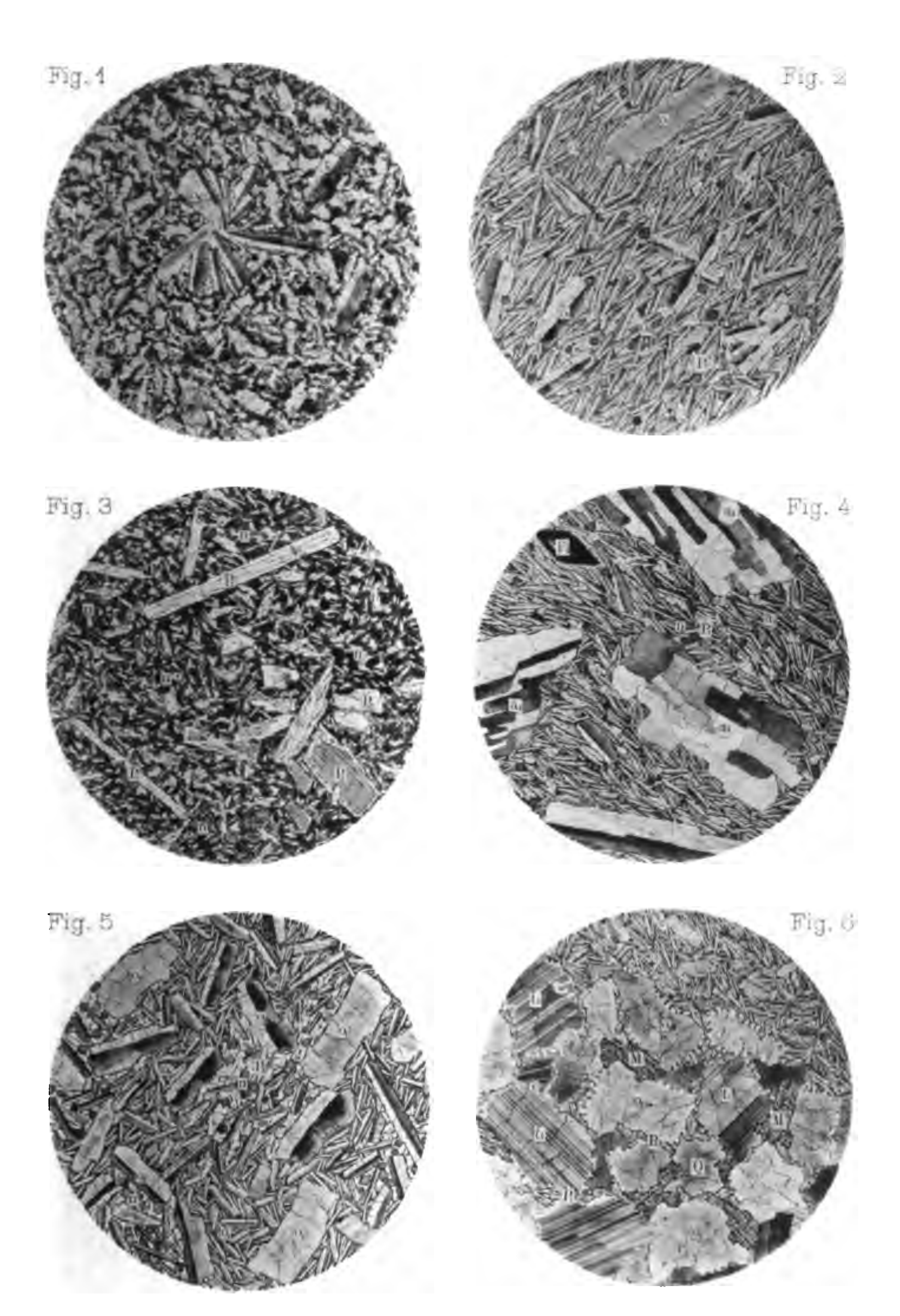
J'éprouve beaucoup de difficultés pour établir des variétés dans les phonolites dont je viens de décrire la composition minéralogique. La formule synthétique que j'ai donnée au début ne saurait s'appliquer à aucun échantillon. La plupart du temps, elle est beaucoup plus simple. Les types les plus communs peuvent être représentés par :

$$\mathfrak{T}\mu - \overline{F_1 \mathrm{S\,s_3\,n}\underline{\mathrm{a_1\,o_1}}}\underline{\mathrm{P_{1-2}L}}$$

ou bien :

$$\mathfrak{T}\mu - \overline{F_1 \mathrm{S\,s_3}\,\underline{\mathrm{a_1}}}\underline{\mathrm{o_1\,P_2}}$$

suivant que la néphéline est présente ou absente, et en ne tenant pas compte des minéraux ferro-magnésiens du premier temps, qui sont en effet fort peu répandus. Ces deux formules correspondent, la première, aux *phonolites néphéliniques*, la seconde, à des roches où la néphéline est absente et où l'orthose est beaucoup plus abondant; nous pourrons les appeler *phonolites feldspathiques*. Je ferai remarquer toutefois que la noséane ne manque presque jamais dans l'une et l'autre de ces variétés, ce qui n'a pas lieu pour les *phonolites feldspathiques* de beaucoup d'auteurs, lesquels étant privés de tout feldspathide ne sont, à mon avis,

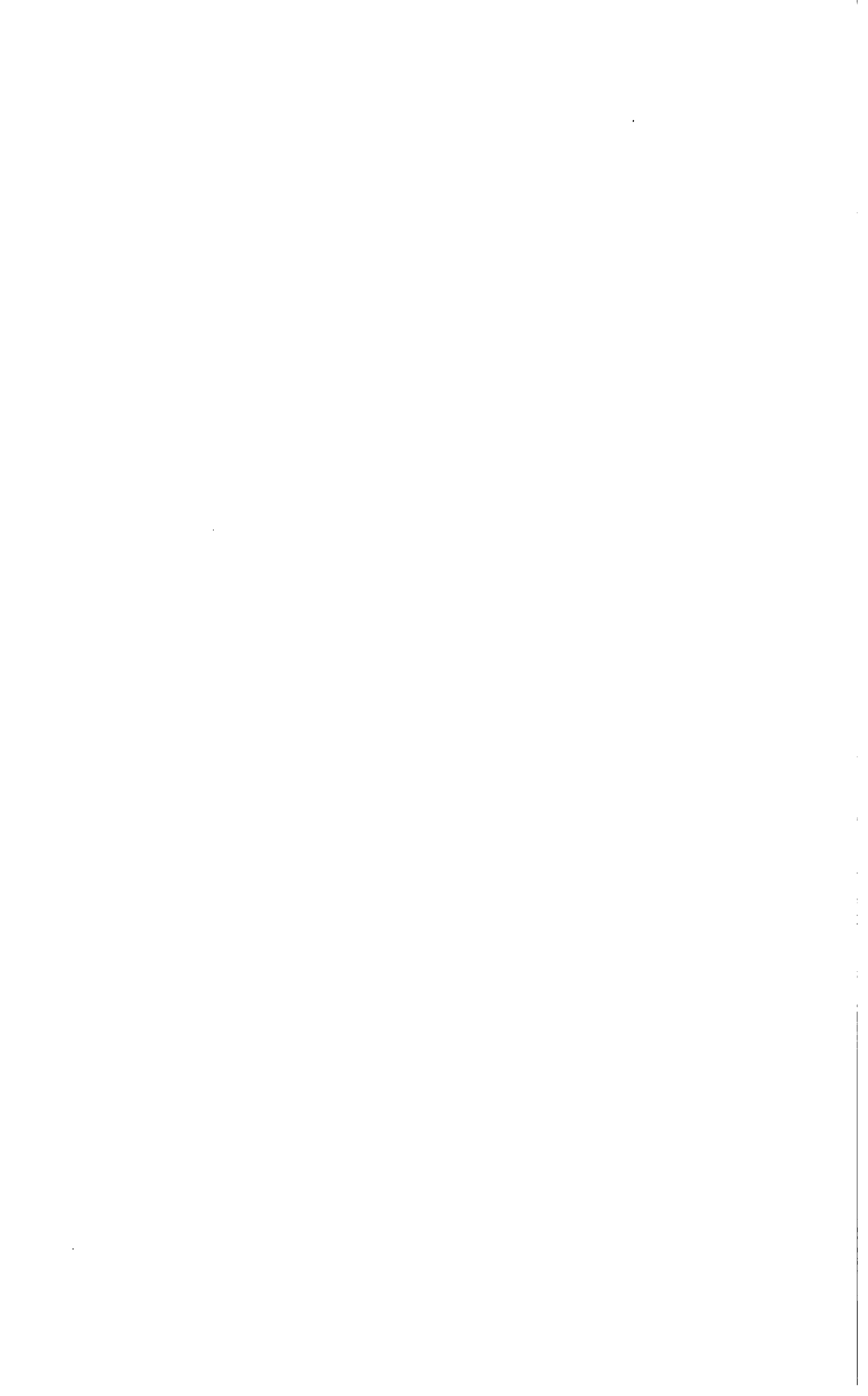


Procédé G. Pilarski, A. Murat & Cie

Jacquemin ad. nat. del.

PHONOLITES DU VELAY

Fig. 1 et 2. Phonolite de la Tortue. — Fig. 3. Phonolite du Mont Chenon. — Fig. 4. Phonolite de Liberté. — Fig. 5. Bloc des tufs du Pertuis. — Fig. 6. Enclave dans le Phonolite du Pertuis.



que des trachytes feuilletés. Dans les cas où la noséane est absente, comme dans certaines variétés d'Araules composées uniquement de fer oxydulé et d'orthose, on a évidemment affaire à une curiosité plutôt qu'à un type pétrographique normal, la roche reprenant son caractère ordinaire à quelques pas plus loin.

Les phonolites néphéliniques sont les plus répandus. Je citerai particulièrement les roches de Liberté, du Mézenc, du Mazel, d'Alambre, de Montvert, de la Tortue, d'Ardennes, du Mégal, du Suc-des-Ollières, de Raffy, du Rand, du Mont-Pidgier, de Loségal, du Mont-Chenon, du Mont-Eymeran, etc.

De beaux types de phonolites feldspathiques, sans néphéline et avec noséane plus ou moins abondante, sont ceux de Glavenas, Chenalets, Araules, Lardeyrol, Jalore, Mont-Plaux, Peyre-de-Bard, etc.

Les rares filons de phonolite que je connaisse (Pidgier, Le Pertuis, Chaudeyroles) sont remarquables par l'absence de néphéline, de noséane et la très grande rareté du pyroxène vert.

Tufs phonolitiques. — Ils s'observent à l'est du Pertuis, sur la route qui mène de ce village à Saint-Julien-Chapteuil. Ils forment une bande située sous la grande nappe phonolitique du massif du Rand. A l'un des tournants de la route, ils sont coupés en tranchée ; on peut les étudier facilement. Ailleurs, ils sont plus ou moins décomposés et masqués par les éboulis. Ce sont des cinérites blanches, bien stratifiées qui, dans la tranchée, ont une inclinaison de 30° environ vers l'ouest. Ces cinérites renferment une grande quantité de blocs projetés : granite, gneiss, basalte phorphyroïde, et surtout phonolites compactes, bulleux ou complètement scoriacés.

A la base des tufs, apparaît un pointement de basalte porphyroïde, et tout près de là ils sont traversés par un filon de phonolite blanc, très feuilleté, avec gros cristaux aplatis d'anorthose. Ce filon est dirigé vers le nord-ouest et ses feuillets sont disposés verticalement.

Au microscope, les *cinérites* sont constituées par un mélange de débris de roches anciennes et de débris phonolitiques. La substance jouant le rôle de ciment est isotrope, brune, vacuolaire, imprégnée d'un corps jaunâtre donnant de petits sphérolites positifs. Parmi les fragments anciens, on voit du mica noir, du zircon, du quartz, de l'orthose et de l'oligoclase, ayant le faciès granitique ou gneissique. Des cristaux d'orthose et d'anorthose ressemblent au contraire aux grands cristaux des phonolites.

A ces minéraux s'ajoutent encore des fragments arrondis d'un phonolite vitreux composé de microlites d'orthose ou d'oligoclase filiformes et de cristallites de mica noir ; ces fragments sont complètement dépourvus de pyroxène.

Les *scories phonolitiques* constituent une roche très vitreuse, à grandes cavités arrondies ou ovales. Les unes sont riches en éléments d'ancienne consolidation, fer oxydé et titané, apatite, amphibole, mica noir, orthose et oligoclase ; les autres en sont complètement dépourvues. Le magma du second temps est uniforme. Il est formé par des microlites d'orthose très allongés. Quelques microlites sont franchement tricliniques et s'éteignent toujours sous un angle voisin de 0°.

Tout le fond de la préparation est saupoudré de fins granules de fer oxydulé. Il n'y a pas de pyroxène.

Les *blocs projetés* sont généralement riches en éléments du premier temps ou de profondeur : apatite, sphène, hornblende, spinelles, etc. Ils varient beaucoup quant à la nature du second temps. Dans les uns, on ne voit que des microlites d'oligoclase filiformes, avec de nombreux granules de fer oxydulé ou d'un spinelle brun. D'autres reproduisent, en les exagérant, les caractères des phonolites en coulées; ils renferment de la noséane, de la néphéline, de la låvénite et de l'œgyrine. On y retrouve même le minéral violet indéterminé. Un de ces échantillons est remarquable par le développement de l'œgyrine, qui a cristallisé en plages d'orientation optique uniforme, englobant la néphéline et les microlites de feldspath et donnant ainsi lieu à une véritable structure ophitique (fig. 5, pl. III).

Un échantillon m'a offert une enclave intéressante (pl. III, fig. 6). Celle-ci est constituée par un fragment de roche ancienne granitoïde composée de mica noir, d'oligoclase, d'orthose et de quartz. Le mica noir est cuit, décomposé, surchargé de produits ferrugineux opaques. Les feldspaths sont désagrégés sur leur pourtour; les clivages sont exagérés ; ils sont fondus sur leurs bords et entourés d'une auréole vitreuse. La matière phonolitique a pénétré dans les intervalles; il s'est formé des microlites d'œgyrine qui séparent les éléments anciens. Il ne s'est pas développé de microlites de feldspaths.

M. Lacroix a recueilli de rares enclaves grenues analogues, comme composition minéralogique et comme structure, aux syénites néphéliniques anciennes et renfermant de la néphéline et de la sodalite. Ces enclaves peuvent être considérées comme représentant la forme de profondeur des phonolites.

On peut dire qu'à part quelques exceptions, les blocs projetés ou les scories renfermés dans les tufs phonolitiques diffèrent des roches normales par l'absence ou la rareté des pyroxènes du second temps et par la nature un peu plus basique des feldspaths, ce qui en fait souvent des andésites. Enfin, ils sont plus riches en matière vitreuse et ils sont dépourvus de feldspathides.

Phénomènes de métamorphisme dus aux phonolites. — Les contacts des phonolites avec les roches encaissantes ou leur servant de support, sont rarement visibles. M. Termier a décrit un fait intéressant de métamorphisme qu'il a observé à Saint-Pierre-Eynac[1]. Des filons de phonolites coupent les argiles oligocènes. La roche éruptive s'est injectée, dans ces argiles, en fines veinules dépourvues de pyroxène de seconde consolidation. A une certaine distance de ces veinules, les argiles se chargent d'opale hyalitique, et nous avons vu (p. 73) que M. Termier attribue à l'éruption phonolitique la formation des énormes concrétions de silex résinite de Saint-Pierre-Eynac. Enfin, le savant professeur de l'École des mines de Saint-Etienne a décrit un échantillon d'argile, qu'il considère également comme métamorphique et qui ne présente, au microscope,

[1] *Bull. des services*, n° 13.

qu'une substance colloïdale, dans laquelle se sont formés des cristaux de pléonaste, d'augite et d'amphibole blanche.

De cette remarquable étude, M. Termier conclut que les émissions de phonolite ont dû être accompagnées de phénomènes geysériens intenses. C'est à ces venues d'eaux thermales siliceuses que l'on devrait le métamorphisme si avancé des argiles oligocènes de Saint-Pierre-Eynac.

BASALTES SEMI-PORPHYROIDES (β^o)

J'ai déjà exprimé l'incertitude qui règne au sujet de la position stratigraphique du basalte que j'appelle, faute de nom meilleur, basalte semi-porphyroïde. Je le considère provisoirement comme postérieur aux phonolites, tout en déclarant que les arguments que l'on peut invoquer à l'appui de cette manière de voir ne sont pas absolument démonstratifs.

Ces réserves étant faites une fois de plus, je crois bon de donner quelques détails sur ce basalte, dont le cachet minéralogique et la répartition topographique sont tellement uniformes qu'il est toujours facile de le distinguer.

Il se sépare, en effet, des basaltes compactes que j'ai déjà étudiés et auxquels il est toujours superposé, par la présence constante de cristaux de pyroxène augite, généralement plus petits et plus clairsemés que dans le basalte porphyroïde.

Il occupe la plus grande partie de la surface des plateaux des versants septentrional et occidental du Mézenc. Nous l'avons vu à Hugans, entre Vastres et Saint-Romain-le-Désert (fig. 23). Il règne entre Saint-Front et Champelause. Il paraît supporter, dans ces régions, les phonolites de Montvert et de Rofflac. A Saint-Front,' il surmonte l'andésite augitique (fig. 25). De là il se poursuit d'un côté jusqu'à Bournac (fig. 26), de l'autre jusqu'à Moudeyres et au-delà de Freycenet-Latour. A l'ouest des Estables, il forme également la partie supérieure des plateaux qui dominent La Vacheresse (fig. 27). Dans toute cette région, il recouvre sûrement les trachytes augitiques.

C'est donc le véritable *basalte des plateaux* du Mézenc et je le désignerais volontiers sous ce nom si je ne craignais de provoquer les confusions que ce vocable entraîne souvent avec lui.

Dans le massif du Mégal, particulièrement dans l'Emblavès, il forme, comme les autres roches, plusieurs témoins isolés (Glavenas, environs de Mézères Roiron, Mont Rayt, suc de Courniol, etc).

Il est possible qu'une partie au moins de ces basaltes soient contemporains des basaltes porphyroïdes. Dans certains cas, les cristaux d'augite deviennent plus nombreux, plus volumineux et la confusion est facile. C'est ainsi que le basalte de la butte d'Hugans, à l'est de Fay-le-Froid (fig. 24) ressemble beaucoup à l'œil nu au basalte porphyroïde de Monedeyre. Mais, d'une manière générale, il n'est pas douteux qu'ils soient de beaucoup postérieurs. Qu'ils aient précédé ou

suivi la sortie des phonolites, on ne peut les ranger au-dessus du Pliocène moyen car on les trouve, en cailloux roulés, dans les alluvions à Mastodontes des environs du Puy.

La formule générale de ces basaltes peut être ainsi représentée :

$$\mathfrak{T}\mu - \underline{\overline{F_1\,O\,P_4}\;t_2\,M}.$$

Ils diffèrent donc essentiellement des basaltes compactes et se rapprochent des vrais basaltes porphyroïdes par l'abondance des éléments ferro-magnésiens de première consolidation.

L'*olivine* se présente, non seulement en cristaux volumineux, mais aussi en microlites semblables à ceux des labradorites (Saint-Front, Montchamp). Le basalte vitreux d'Hugans est remarquable par la grosseur et la beauté des cristaux d'olivine, lesquels peuvent atteindre 10 millimètres de longueur en gardant des formes géométriques très nettes. Les surfaces rocheuses, qui sont restées exposées à l'air pendant quelque temps, sont criblées de sections régulières montrant les deux clivages g^1 et h^1 à angle droit.

L'olivine est souvent épigénisée par les substances qui ont été énumérées dans les paragraphes précédents. On y retrouve le minéral ferrugineux orangé avec tous ses caractères, mais ici l'altération part du centre du cristal, le bord reste intact. Ce caractère est très constant : je l'ai observé sur un grand nombre de points très éloignés les uns des autres (Montvert, Saint-Front, Moudeyres, etc). Les petits péridots du second temps ne sont pas attaqués.

Les grands cristaux d'*augite* ont parfois continué à s'accroître pendant le second temps ; la bordure résultant de cet accroissement n'a pas toujours la même orientation optique que la partie centrale et les extinctions ne sont pas simultanées. Cette bordure renferme de nombreuses inclusions de fer oxydulé.

Sauf quelques rares exceptions (Hugans), tous ces basaltes sont très feldspathiques ; les microlites de labrador sont volumineux et très serrés les uns contre les autres. Cette abondance du feldspath donne parfois à la roche une physionomie particulière. C'est ainsi qu'à Saint-Front, elle a une couleur grise, qui ferait croire à première vue à une altération profonde. Dans une carrière située près du point 1265, au-dessus du village (fig. 25), elle se débite en grandes dalles horizontales. Elle est exploitée comme pierre de taille. Le fait est assez rare pour un basalte et tient probablement à la prédominance de l'élément feldspathique. Les microlites de labrador atteignent ici des dimensions relativement considérables.

Le *mica noir* en petites plages est très répandu dans tous ces basaltes. Comme dans les précédents, il entoure surtout les lamelles de fer oxydulé ; il moule également les microlites de pyroxène et de labrador.

A Hugans, la *matière vitreuse*, plus abondante qu'ailleurs, est imprégnée d'une substance ferrugineuse jaune d'or, formant parfois des sphérolites à croix noire. Le péridot est, au contraire, très peu attaqué.

CHAPITRE V

ENVIRONS DU PUY

Ainsi que j'ai déjà eu l'occasion de le dire, les environs du Puy constituent une région naturelle, tant au point de vue géologique qu'au point de vue géographique. Participant à la fois à la composition des massifs anciens du Mézenc et du Mégal et à la composition de la chaîne du Velay, cette région nous fournit les moyens de fixer les relations stratigraphiques des roches volcaniques de ces diverses contrées. Elle emprunte, en outre, une physionomie particulière au grand développement des terrains lacustres oligocènes, constituant presque partout le substratum volcanique, et à une formation volcanique d'un cachet bien spécial, les *brèches basaltiques*.

Ces brèches basaltiques forment, aux environs du Puy, la plupart des accidents topographiques qui font l'admiration des touristes ; elles sont célèbres, dans la science, par les discussions auxquelles elles ont donné lieu. Enfin, c'est dans un rayon de quelques kilomètres autour du chef-lieu de la Haute-Loire que se trouvent, pour ainsi dire concentrés, de nombreux gisements de Mammifères fossiles s'échelonnant depuis le Pliocène moyen jusqu'aux temps géologiques les plus récents.

Malgré sa faible superficie, ce petit bassin, si bien délimité par un cercle complet de montagnes, cette sorte de creux, vers lequel convergent un grand nombre de vallées, offre au géologue une multitude de problèmes intéressants et variés. Il n'est pas une montagne ou un vallon qui ne méritent une étude spéciale au triple point de vue de la stratigraphie, de la minéralogie et de la paléontologie. Après plusieurs années de courses, je ne saurais me flatter d'avoir tout compris. Malgré son imperfection, ce travail renferme, je crois, bien des faits nouveaux. Grâce à l'étude que j'ai pu faire de la plupart des ossements fossiles recueillis aux environs du Puy, j'espère avoir établi, sur une base solide, la chronologie des éruptions volcaniques et précisé des relations stratigraphiques vaguement signalées ou complètement ignorées jusqu'ici.

Voici le tableau des terrains qu'on observe aux environs du Puy :

PLÉISTOCÈNE	SUPÉRIEUR	Dépôts à *Cervus tarandus*. Dépôts à *Elephas primigenius*, *Ursus spelæus*, etc.
	INFÉRIEUR	Basaltes du fond des vallées β^3. Dépôts à *Rhinoceros Merckii*, etc. Basaltes des pentes β^2.
PLIOCÈNE	SUPÉRIEUR	Basaltes β^1. Tufs et alluvions à *Elephas meridionalis* $p^1\beta^1$.
	MOYEN	Alluvions à *Mastodontes* p^0, avec intercalation de basaltes et de brèches basaltiques β_0.
	INFÉRIEUR	Andésite augitique.

Je vais décrire successivement chacune de ces formations en indiquant ses rapports stratigraphiques, sa répartition et ses caractères minéralogiques ou paléontologiques, mais auparavant je désire appeler l'attention des lecteurs sur la nomenclature que j'ai employée dans le tableau ci-dessus.

J'ai cru devoir abandonner le terme de *Quaternaire*, parce que ce terme semble faire, d'une *époque* géologique relativement insignifiante, l'équivalent des grandes *ères* primaire, secondaire ou tertiaire.

Ce n'est pas la première fois que j'ai l'occasion de critiquer la classification habituelle des terrains dits *quaternaires*. Il y aura bientôt quatre ans, après avoir insisté sur les difficultés auxquelles on se heurte quand on veut faire des coupures dans les terrains géologiques récents, j'ai enlevé du Pliocène la faune du *Forest-bed* d'Angleterre pour la placer à la base du Quaternaire et j'ai donné les raisons que l'on peut invoquer en faveur de cette manière de voir, tout en faisant remarquer que cette coupure était encore bien artificielle [1].

Voici comment je m'exprimais plus tard, dans une séance de la Société géologique réunie au Mont-Dore, et en réponse à une communication de M. Gosselet : « En réalité, les dernières époques géologiques, quels que soient les noms qu'on leur donne, ont une importance relativement peu considérable. Elles ne sont que la suite et le dernier terme de l'état de choses qui caractérise l'ère tertiaire. Le mieux serait certainement de rayer le Quaternaire de nos classifications et de l'inscrire, dans le Tertiaire, sous un autre nom et à titre d'étage [2]. »

Aujourd'hui je n'ai pas cru devoir hésiter à mettre ces principes en pratique, d'autant plus qu'ils sont conformes à l'opinion de beaucoup de géologues faisant autorité et en particulier à celle que professe M. Munier-Chalmas. Considérant l'époque dite *quaternaire* comme ayant une importance tout au plus égale à l'une des autres grandes division du Tertiaire, le Pliocène par exemple, je lui

[1] *Revue d'Anthropologie*, 1888 et 1889.
[2] *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, t. XVIII, p. 945.

ai appliqué l'ancien terme *Pléistocène* qu'emploient actuellement, dans le même sens, un grand nombre de géologues anglais, américains, suisses, etc. Le Pléistocène se relie étroitement au Pliocène supérieur à *Elephas meridionalis.* Il peut se diviser lui-même au moins en deux parties, l'inférieure caractérisée par une faune de Mammifères d'un faciès tout particulier : *Elephas antiquus*, *Rhinoceros Merckii*, *Hippopotamus*, etc., la supérieure, par une faune où dominent *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Cervus tarandus*, etc. Naturellement on trouve des passages entre ces deux termes, et un grand nombre de gisements offrent des mélanges de ces deux faunes. Mais n'est-ce pas le cas pour toutes les divisions géologiques ?

1. PLIOCÈNE INFÉRIEUR

(ANDÉSITE AUGITIQUE DU RIOU-PEZZOULIOU).

Quelques roches, reposant sur l'Oligocène, paraissent représenter, dans le Bassin du Puy, les éruptions du Mézenc et du Mégal. Telles sont les andésites augitiques de La Blache, près de Malrevert et du Riou-Pezzouliou, près d'Espaly. Je pourrais également rappeler qu'il existe quelques roches analogues aux environs de Saint-Vincent, mais celles-ci se rattachent plutôt au groupe du Mégal.

Il est possible que, pendant le Pliocène inférieur et le commencement du Pliocène moyen, il y ait eu d'autres éruptions aux environs du Puy. L'extrême rareté des coulées de cette époque peut s'expliquer par l'effet des érosions, d'importants cours d'eau ayant sillonné le fond du bassin pendant tout le Pliocène.

L'andésite du Riou-Pezzouliou mérite quelques mots de description, car elle est célèbre par les minéraux qu'elle renferme à l'état d'enclaves. C'est elle, en effet qui, sous le nom de « basalte », fournit aux collections minéralogiques les zircons, les saphirs et les grenats recueillis à Espaly. M. Lacroix avait déjà reconnu la nature andésitique de certains échantillons de *basalte* à zircons des collections. Mais comme ces derniers minéraux se rencontrent dans de vrais basaltes, j'ai tenu à me renseigner exactement sur la nature de la roche d'Espaly. Une section mince, pratiquée dans un échantillon recueilli par moi-même en place dans le ravin du Riou-Pezzouliou et renfermant un beau zircon solidement engagé dans la roche, m'a montré, en effet, que cette dernière est une andésite ayant pour formule :

$$\mathfrak{G}\mu - \overline{A_3F_{1-2}}\underline{P_1t_1M}$$

Il y a aussi de nombreux grains de quartz et de fedspath ancien enclavés. La matière vitreuse est abondante.

L'andésite s'observe, en place, au niveau et à l'est du hameau des Brus, vers la partie supérieure du ravin où coule le Riou-Pezzouliou ; là elle dessine une plate-forme ou terrasse (pl. IV). Elle repose directement sur les marnes et calcaires de Ronzon ; elle est surmontée par le basalte du plateau du Croustet, lequel est du Pliocène supérieur (β^1). Les deux roches sont faciles à distinguer à l'œil nu, l'andésite étant noire et très compacte, le basalte, bleuâtre, rugueux et riche en olivine.

Les sables entraînés par le Riou-Pezzouliou, et dans lesquels les habitants d'Espaly recueillent les minéraux proviennent de la désagrégation de cette andésite et peut-être aussi des basaltes et tufs basaltiques supérieurs. Le plus abondant de ces minéraux est le zircon hyacinthe, présentant les formes : h^1b^1 ; mh^1b^1 ; $mh^1b^1a_2$ $[a_2 = (b^1b^1/^2h^1)]$. La grosseur des cristaux ne dépasse guère 7 à 8 millimètres. Leurs angles sont toujours légèrement émoussés ; ils sont d'une limpidité parfaite.

Tous les auteurs se sont accordés pour reconnaître que les gemmes des sables d'Espaly ne font pas partie intégrante des roches volcaniques mais qu'elles ont été arrachées aux terrains primitifs. Bertrand de Doue, Pascal, Bertrand de Lom avaient observé des zircons engagés dans des enclaves granitiques. Récemment, M. Lacroix a fait une étude minutieuse et montré comment se produit la dissociation de ces enclaves, dont les zircons isolés représentent les éléments ayant résisté à la fusion [1].

Avec les zircons, on trouve des grenats en dodécaèdres rhomboïdaux (b^1), des spinelles de diverses natures et, plus rarement, du saphir (d^1 et isocéloèdres) et du sphène.

2. PLIOCÈNE MOYEN

STRATIGRAPHIE

Il m'est impossible de séparer, tant leurs relations sont étroites, l'étude stratigraphique des sables à Mastodontes de celle des basaltes et des brèches volcaniques contemporains. Agir autrement serait s'exposer à des répétitions inutiles.

Les sables à Mastodontes ne sont pas passés inaperçus des géologues qui ont écrit sur le Velay. Bertrand de Doue les a décrits avec soin. Il a si bien saisi les rapports intimes existant entre ces alluvions et les brèches basaltiques, qu'il a regardé cet ensemble comme un seul terrain déposé au fond d'un lac. Tournaire a délimité, avec une exactitude suffisante, la plupart de leurs affleure-

[1] *Bull. des Services*, n° 11.

ments, mais il n'a fourni à leur sujet que des considérations vagues et parfois erronées.

La Société géologique de France, lors de la réunion au Puy, n'a pas accordé à cette formation l'importance qu'elle mérite. Aymard, lui-même, qui s'était seul occupé de recherches paléontologiques méthodiques, ne paraît pas avoir eu de notions exactes sur les sables à Mastodontes.

Je ne saurais passer rapidement sur l'examen d'un terrain aussi important à plusieurs points de vue que celui-ci. Je l'étudierai donc dans les divers endroits où il offre de bonnes coupes.

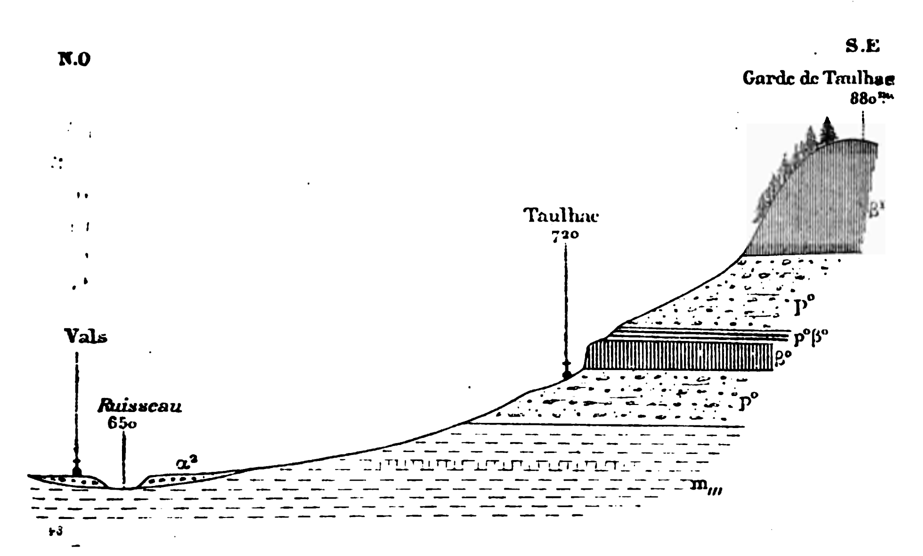


Fig. 44. — Coupe de Vals à la Garde de Taulhac.

Environs de Taulhac. (Fig. 44). — Si l'on part du village de Vals et qu'on remonte le petit ravin de Taulhac, on ne tarde pas à voir apparaître, au-dessus des marnes oligocènes (m_{III}), des sables jaunes, fins, quartzeux, renfermant quelques cordons de cailloux roulés (p^0). Ce sont les sables à Mastodontes. Au-dessus de Taulhac, on se heurte à un front basaltique et, un peu au sud des dernières maisons du village, on observe que ce basalte est surmonté par des sables et des cailloux roulés identiques aux précédents. J'ai pris, en cet endroit, le croquis fig. 45.

Le basalte β^0 est surmonté d'une couche formée par des projections bien stratifiées p^0 β^0, des lits de lapillis excluant toute hypothèse d'intrusion. Au-dessus viennent des alluvions agglomérées par un ciment ferrugineux, avec des bancs très solides, faisant corniche. Les cailloux atteignent rarement la grosseur du poing. Parmi les éléments volcaniques dominent le basalte et le phonolite.

Si l'on continue l'ascension de la *Garde de Taulhac*, on marche encore quelque

temps sur les alluvions ; celles-ci deviennent plus sableuses et l'on arrive bientôt au pied d'un grand escarpement basaltique, planté de pins et formant le couronnement de la montagne. On peut suivre, de divers côtés autour de Taulhac, tous les éléments qui composent cette coupe. Le basalte intercalé dans les alluvions contourne la *Garde de Taulhac* et forme le col séparant cette montagne de la *Garde d'Ours*. Sur le revers oriental, du côté de la Loire, on retrouve les sables jaunes un peu partout. La route de Coubon les coupe en tranchée et permet de faire une belle collection de cailloux roulés. Il est facile de retrouver là toutes les roches du massif du Mézenc et du Mégal : les diverses variétés de basalte, les andésites, les labradorites, les phonolites. Avec ces roches volcaniques se trouvent beaucoup de cailloux empruntés au terrain primitif. Tous ces éléments sont de faible volume. Ils forment des cordons peu épais au milieu de la formation sableuse, généralement très fine, chargée d'oxydes de fer et toute perforée de nids de guêpes. Cette formation se suit jusqu'à la Pépinière. On la retrouve également, toujours sur le versant qui regarde la Loire, aux environs de Malpas et des Pradaux.

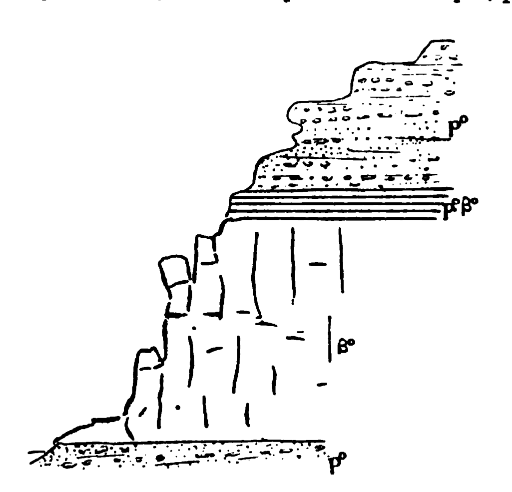


Fig. 45. — Croquis d'un escarpement formé par le basalte intercalé dans les sables à Mastodontes.

Sur l'autre versant de la Garde de Taulhac, celui qui nous a fourni la coupe ci-dessus, la continuité n'est pas moins facile à observer (Voy. la carte, Pl. IV). Tout le vallon de Pranlary est creusé dans les sables jaunes. La coulée de basalte intercalée se suit admirablement de l'œil ; elle forme une sorte de terrasse escarpée qui épouse sensiblement une ligne de niveau à mi-hauteur et sur les deux flancs du vallon. Elle se continue vers le vallon de Vals, où nous allons la retrouver.

Environs de Vals. — La coupe fig. 46 est dirigée N.E.-S.O. Elle va d'un petit confluent, situé à 200 mètres à l'est de Laval, au sommet du plateau.

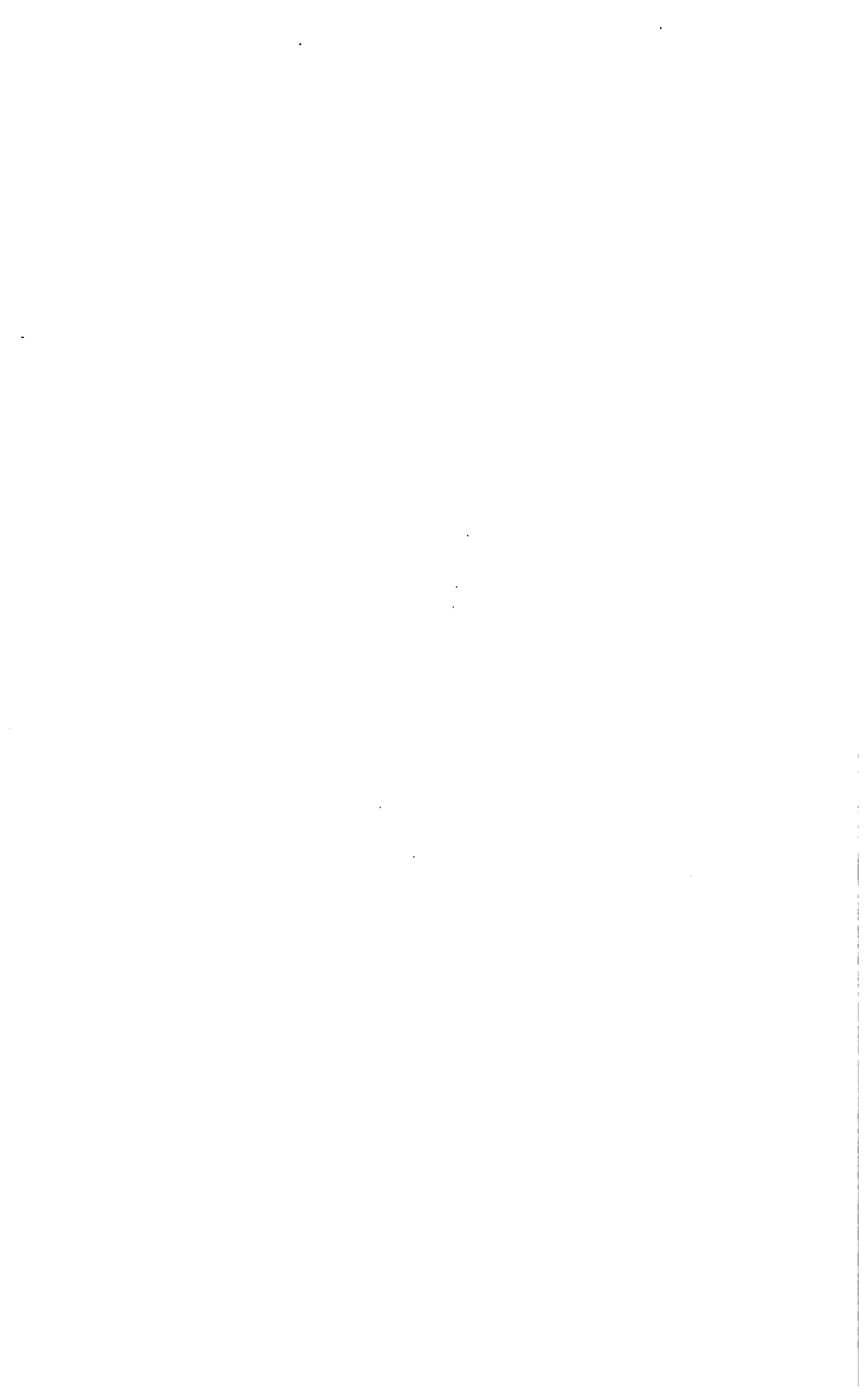
Au confluent des deux petits ruisseaux qui descendent de Bauzit, le lit des cours d'eau est creusé dans une coulée basaltique (β^o) épaisse de 10 mètres environ et séparée de l'Oligocène par des sables jaunes fluviatiles, bien visibles à quelques centaines de pas vers l'ouest, au point 683 de la carte de l'Etat-Major (pl. IV). A sa partie supérieure, cette coulée est scoriacée ; elle supporte une couche de cailloux roulés de 6 mètres d'épaisseur environ. Ces cailloux sont très patinés, recouverts d'une couche ferrugineuse jaune. Leur grosseur est sensiblement la

CARTE GÉOLOGIQUE DES ENVIRONS DE VALS ET DE CEYSSAC.

Bull. Carte géol. et Top. sout. — Bull. N.° 28. T. IV. Pl. IV.

Échelle au 40.000e

Oligocène	Sables à Mastodontes	Brèches du Pliocène moyen
Andésite du Riou-Pezzouillou	Basaltes du Pliocène moyen	Basaltes du Pliocène supérieur



même que celle des alluvions anciennes des environs de Paris. Il y a du quartz, du granite, de la granulite, des basaltes compactes et porphyroïdes et surtout des phonolites. Les éléments volcaniques paraissent dominer. J'appelle l'attention sur ce fait que nous sommes ici en présence des parties les plus basses des alluvions pliocènes et que nous trouvons déjà, dans ces couches inférieures, toutes les roches du massif du Mézenc. On remarque également un grand nombre de silex et de chailles empruntés au Miocène supérieur des environs de Monastier.

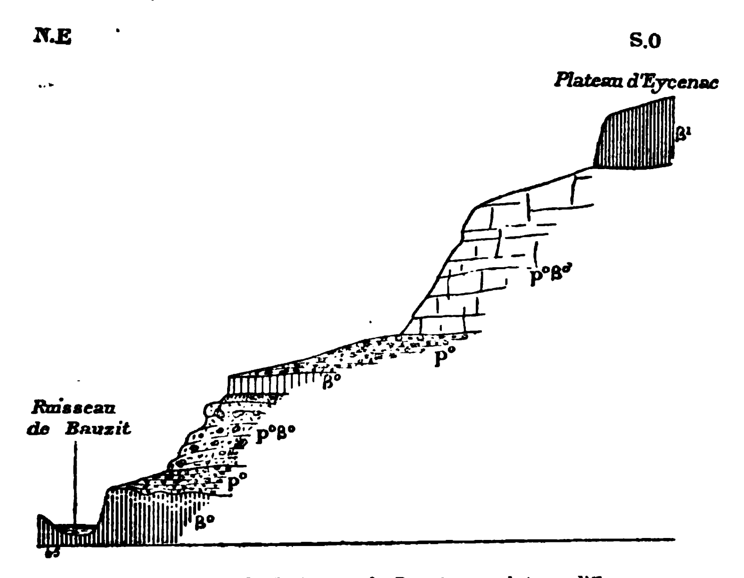


Fig. 46. — Coupe du Ruisseau de Bauzit au plateau d'Eycenac.

Ces cordons de cailloux roulés sont parfois solidement agglomérés et font saillie sur le sable fin qui alterne avec eux.

Au-dessus viennent 15 à 20 mètres de tufs et de brèches grises bien stratifiées et d'un caractère tout particulier ($p^o\beta^o$). La masse est formée de lapillis altérés, de morceaux de basalte avec une très grande quantité de grains de quartz. Ce tuf renferme de gros blocs anguleux, granitiques ou basaltiques pouvant atteindre et même dépasser 80 centim. de dimension. Il y a aussi beaucoup de cailloux roulés de phonolite et de basalte, visiblement empruntés à la formation sous-jacente. Les couches sont inclinées vers le ravin.

Ces brèches témoignent d'une part active de l'élément aqueux. Elles doivent probablement leur origine à des projections basaltiques tombées au milieu du cours d'eau où se déposaient les cailloux roulés inférieurs. L'abondance des gros éléments et le brassage des matériaux peuvent s'expliquer par quelque débâcle produite à la suite d'un barrage momentané du cours d'eau.

La formation de ces brèches a été suivie par la sortie d'une coulée basaltique (β^o), dont la base scoriacée a englobé et agglutiné la partie supérieure des tufs sur

lesquels elle s'est épanchée. Ce basalte n'a ici que 4 mètres d'épaisseur environ. Mais en face, de l'autre côté du ravin, il est beaucoup plus développé. Sur le bord du chemin qui va à Bauzit, il acquiert 20 mètres environ d'épaisseur. C'est ce basalte qui forme le petit plateau du point 783 et qui, après avoir contourné la montagne, va se confondre avec la nappe que nous avons vu occuper les flancs du vallon de Pranlary et de Taulhac (Pl. IV).

Les sables jaunes reparaissent de nouveau; ici ils sont pauvres en cailloux roulés. La stratification est entrecroisée et dénote un cours d'eau largement étalé.

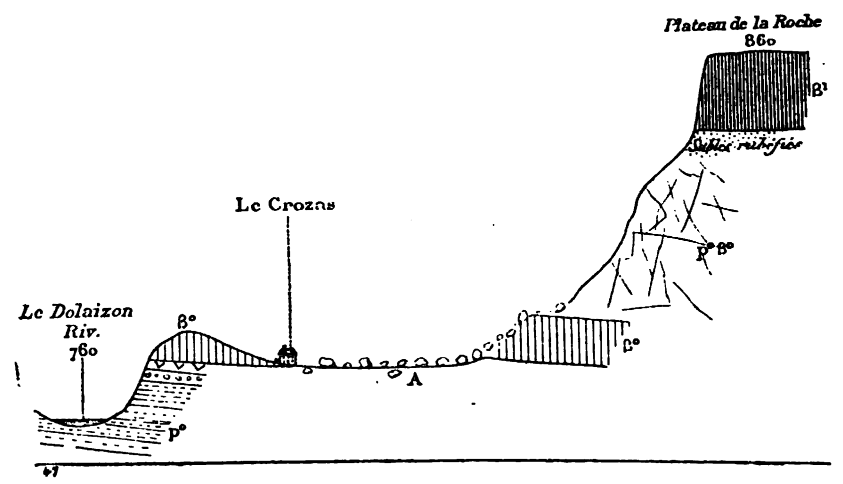


Fig. 47. — Coupe du ravin du Dolaizon.

Au-dessus viennent 50 mètres environ de brèches basaltiques ($p^o\beta^o$), stratifiées en bancs puissants, massifs, avec de faibles inclinaison variables de direction suivant les points. Elles forment de beaux escarpements. Je reviendrai plus tard sur l'origine de ces brèches. Je me contente de signaler, pour le moment, leur ressemblance parfaite avec la roche de Corneille, de Saint-Michel, du château de Polignac, etc.

Les brèches supportent le basalte du plateau d'Eycenac (β^1).

Le ravin où coule le ruisseau de Vals (le Dolaizon) nous offre sensiblement les mêmes dispositions stratigraphiques. Tout le fond est occupé par la partie inférieure des sables jaunes. On les voit succéder au terrain oligocène près du point coté 685. On les suit, tout le long des berges, jusqu'en face de la maison isolée appelée Le Crozas. On retombe au-delà dans les argiles sableuses oligocènes, qui se trouvent ici à la cote 800. Cet affleurement représente donc une rive de l'ancien cours d'eau pliocène. La cascade de La Roche est produite par une coulée de basalte inférieur, de même âge que les coulées intercalées dans les alluvions pliocènes, mais reposant ici sur l'Oligocène.

Le flanc droit du ravin montre un beau développement des brèches représen-

tant la continuation de celles de la coupe précédente. Je n'ai pas vu de basaltes intercalés de ce côté, mais cela tient, peut-être, à ce que les éboulis formidables de brèche empêchent de les reconnaître.

Sur l'autre flanc, au contraire, on retrouve les basaltes de Pranlary et de Laval noyés dans la brèche ou dans les sables ferrugineux.

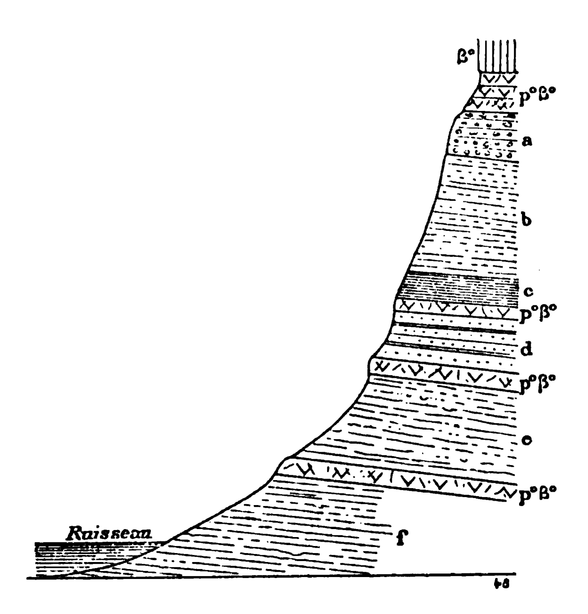


Fig. 48. — Coupe de la berge du Dolaizon, à Crozas. — p°β°, projections basaltiques ; *a*, cailloux roulés (basalte, phonolites, andésites, etc.); *b*, sablés fins jaunes ; *c*, argile noirâtre avec coquilles de Mollusques ; *d*, sables argileux renfermant des ossements et des coquilles ; *e*, sables jaunes, très fins, alternant avec des graviers ; *f*, sables jaunes quartzeux.

Au-dessous de la maison appelée le Crozas, les sables jaunes sont fossilifères. Voici la coupe de ce gisement qui m'a été signalé par M. Moullade, pharmacien au Puy (fig. 47). Les sables jaunes alternent ici avec des argiles et des lits de projections basaltiques. Ils renferment, à leur partie supérieure, un lit de cailloux roulés. L'ensemble est surmonté par du basalte et constitue un escarpement de 10 à 12 mètres de hauteur. La fig. 48 en donne le détail.

Les abords du Crozas sont masqués par de grands blocs éboulés. J'ai tout lieu de supposer que le basalte passe sous les brèches que l'on voit sur le flanc du ravin. Vers le haut, au-dessous du basalte du plateau de la Roche, on retrouve des sables fortement rubéfiés et agglomérés au contact de la lave.

On a extrait, des sables de la berge, de belles pièces de *Mastodon arvernensis* : un palais bien conservé, avec la dentition supérieure complète de chaque côté et une longue défense. Ces pièces appartiennent à M. Moullade. J'ai moi-même recueilli un certain nombre de fragments se rapportant à : *Equus Stenonis*, *Tapirus arvernensis*, *Cervus sp.*

Vallon de Ceyssac. — Les alluvions, les basaltes et les brèches se continuent sous le plateau basaltique de la Roche, que domine le cône de scories du Croustet ; ces diverses formations reparaissent dans le vallon de Ceyssac, où nous allons trouver un faciès particulier et intéressant des sables à Mastodontes.

A la naissance du vallon, près de Brossac, le ruisseau abandonnant le basalte supérieur β^1, coule dans un ravin d'accès difficile jusqu'à Ceyssac, où apparaissent les argiles et marnes oligocènes et où le vallon s'élargit. La fig. 49 donne le profil en long du ravin, entre Brossac et Ceyssac.

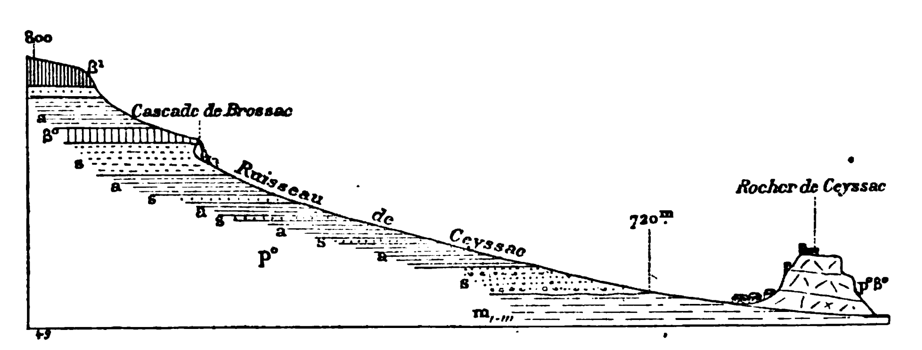


Fig. 49. — Profil en long du vallon de Ceyssac.

On voit d'abord le basalte supérieur β^1 reposer, par l'intermédiaire de quelques scories, sur des argiles noires, des argiles sableuses et des sables jaunes.

Puis viennent des argiles schisteuses (a) très fines, grises ou bleuâtres, très légères, formées en grande partie par des carapaces de Diatomées et renfermant des empreintes végétales.

A 200 mètres plus bas, le ruisseau coule sur une nappe interstratifiée de basalte (β^0), qu'il franchit par une cascade. Ce basalte repose sur des sables quartzeux micacés, jaunes (s), rubéfiés au contact du basalte.

Puis viennent des argiles à Diatomées et à plantes, alternant plusieurs fois avec des lits de sables. Les couches d'argile ont souvent 10 mètres d'épaisseur. Suivant que la roche est plus ou moins riche en Diatomées, elle est plus ou moins légère. Parfois elle est massive, à structure conchoïdale et renferme de petits lits de sable micacé. C'est de cette partie du ravin que proviennent les empreintes de plantes étudiées par M. de Saporta et dont la liste sera donnée plus loin. On trouve aussi des empreintes d'insectes. Les fossiles sont loin d'être distribués également dans toute l'épaisseur de la formation. On peut casser beaucoup de blocs sans rien découvrir. Il faut d'abord chercher les couches privilégiées dans lesquelles on est sûr de faire une belle récolte.

Plus bas viennent 20 à 30 mètres de sables et de graviers, avec concrétions ferrugineuses et cailloux de la grosseur d'une noix. Le phonolite est très

abondant. Ces sables sont bien visibles au communal de Ceyssac. On y a recueilli quelques ossements.

A 200 mètres plus loin, le pittoresque rocher de Ceyssac, formé par des brèches basaltiques, repose sur l'Oligocène. Pour comprendre la nature et la position de ce curieux accident, il suffit de faire une coupe transversale du vallon (fig. 50).

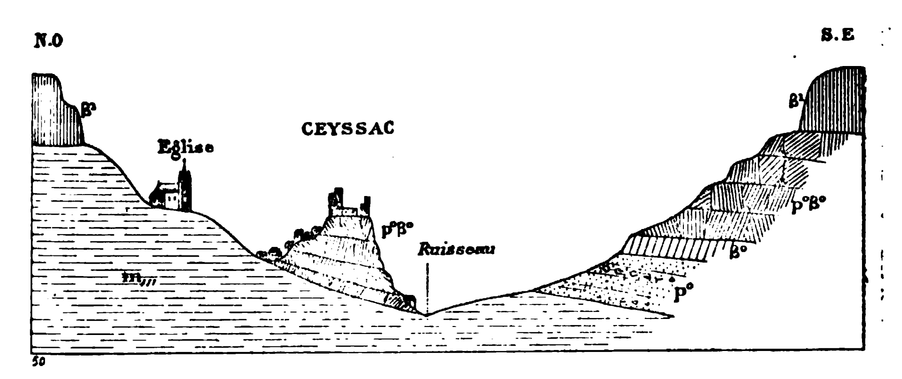


Fig. 50. — Coupe transversale du ravin de Ceyssac.

Le flanc gauche paraît constitué jusqu'au basalte du sommet par les marnes infratongriennes, mais le flanc opposé nous montre :

1° Les sables et graviers ferrugineux p^0 ;

2° Une coulée de basalte β^0 ;

3° Une épaisseur considérable de brèches identiques à celle du rocher de Ceyssac $p^0\beta^0$;

4° Le basalte du plateau du Croustet β^1.

Evidemment, le rocher de Ceyssac, qui est bien stratifié, n'est qu'un témoin découpé dans les brèches du flanc droit du vallon. Ces brèches se sont déposées dans une vallée pliocène, dont les marnes, qui supportent aujourd'hui l'église de Ceyssac, formaient l'un des bords. Sa position, un peu en contre-bas des brèches du flanc du vallon, peut s'expliquer, soit par les inégalités du sol sur lequel les brèches se sont épanchées, soit par le tassement et le glissement des argiles qui le supportent, phénomène très fréquent dans le bassin tertiaire du Velay.

Mais on ne saurait, je pense, partager un instant l'opinion des auteurs qui ont voulu voir un dyke dans le rocher de Ceyssac.

La coupe générale (fig. 3, pl. X) résume toutes les précédentes. Cette coupe est pratiquée suivant une direction oblique par rapport à la direction du cours d'eau pliocène. Elle permet de raccorder entre elles les diverses nappes de basaltes ou de brèches basaltiques observées dans divers gisements et que nous allons encore retrouver ailleurs.

Montagne de Denise. — La montagne de Denise, située à 3 kilomètres au

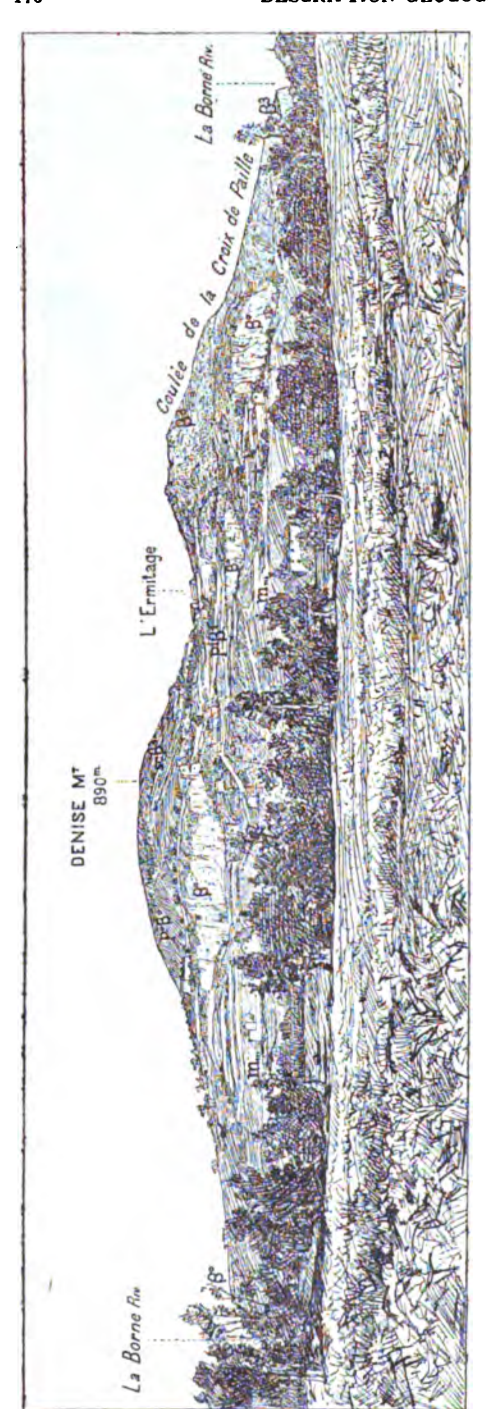


Fig. 51. — Vue du flanc occidental de la montagne de Denise. (Dessin de M. J. Eyssèric, d'après des photographies).

nord-ouest de la ville du Puy, est une sorte d'édifice compliqué, à la structure duquel participent tous les terrains qu'on observe aux environs du Puy. J'aurai donc l'occasion d'en parler souvent. Le panorama de la pl. V, qui représente le côté oriental de la montagne et le croquis fig. 51, qui représente le côté occidental, d'après des photographies, permettront au géologue de retrouver facilement les diverses formations qui sont décrites dans ce mémoire. Enfin, la coupe fig. 52, plus schématique, permettra de saisir rapidement leurs rapports stratigraphiques.

Quand on gravit le flanc occidental de Denise, au-dessus de Cormail, on arrive bientôt à un escarpement basaltique (β^o, fig. 51), que tous les auteurs ont confondu avec le basalte de la coulée quaternaire connue sous le nom d'Orgues d'Espaly ou de la Croix-de-Paille (β^3). En réalité, la roche qui forme l'escarpement en question et qui repose directement sur les argiles gypseuses de Cormail, n'a rien de commun avec la roche quaternaire. Celle-ci est très vitreuse ; la première est très feldspathique ; le basalte de Cormail forme une nappe horizontale qui se retrouve sur plusieurs points du flanc de la montagne et qui se développe au-dessus de La Bernarde. C'est visiblement la formation volcanique

Bull. N° 28 — T. IV (1892-1893), Pl. V.



ONTAGNE DE DEN

BELLOTTI, Saint-Etienne.

la plus ancienne de la montagne de Denise. On peut l'assimiler aux basaltes inférieurs des environs de Vals, etc.

Entre la Bernarde et le Collet, ce basalte supporte, en effet, les brèches basaltiques exploitées depuis un temps immémorial comme pierres de construction et connues sous le nom de pierre de Denise. Ces brèches basaltiques, que j'étudierai plus tard au point de vue pétrographique, sont identiques à celles que nous avons vues à Ceyssac et dans le vallon du Dolaizon. Elles forment une grande partie de la montagne de Denise en l'entourant, surtout du côté nord et du côté ouest, d'escarpements grandioses. L'érosion a découpé dans leur masse des rochers pittoresques dont la base est entourée de

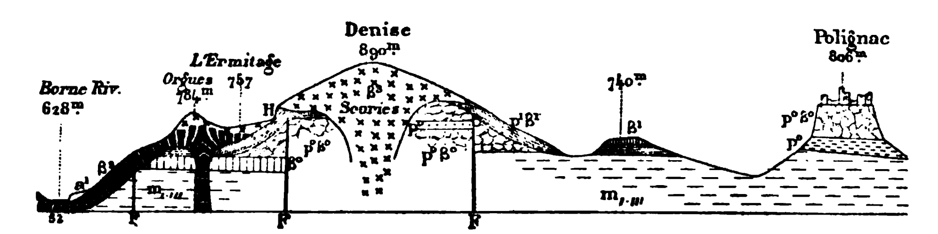


Fig. 52. — Coupe schématique de la montagne de Denise et de ses abords.

puissants éboulis. Les géologues locaux ont donné à ces brèches l'épithète d'*anciennes* pour les distinguer des formations similaires du Pliocène supérieur ou du Pléistocène, qu'ils avaient reconnues comme étant plus récentes.

Sur le flanc oriental, qui regarde la ville du Puy, nous retrouvons les brèches anciennes en relation avec des sables quartzeux, jaunes, semblables à ceux des gisements que nous avons déjà étudiés. Un grand escarpement, situé au-dessus de la route de Saint-Paulien, près du village de La Malouteyre, offre la coupe suivante (fig. 53).

La base de l'escarpement est formée par la brèche basaltique, dure, compacte, bien stratifiée, avec nodules de limonite et lits de matériaux de projection. Cette brèche est visible sur une épaisseur de 4 mètres. Au-dessus viennent une série de couches volcaniques dont le détail est donné dans la légende de la fig. 53. Ces couches sont surmontées par 10 mètres environs de sables jaunâtres, fins, quartzeux, micacés, alternant avec de petits lits d'argile durcie et de couleur rouille. Au-dessus des sables vient une nouvelle masse de brèches anciennes, aux contours ruiniformes, s'élevant à une hauteur considérable. Cette alternance des sables et des brèches se reconnaît de fort loin, grâce aux différences de coloration des deux roches. On la voit très bien sur la photographie de la pl. V. Il est vraiment extraordinaire qu'elle soit passé inaperçue de tous les géologues.

Quand on étudie avec soin le flanc nord de Denise, en face de Polignac, on retrouve les sables jaunes dans la même position stratigraphique. Sur d'autres

points, leur présence est trahie par quelques petits galets de phonolite. On peut suivre la trace de ces alluvions jusqu'au Collet.

A Denise, les brèches anciennes sont recouvertes en stratification discordante par le Pliocène supérieur à *Elephas meridionalis*, dont je reparlerai plus tard.

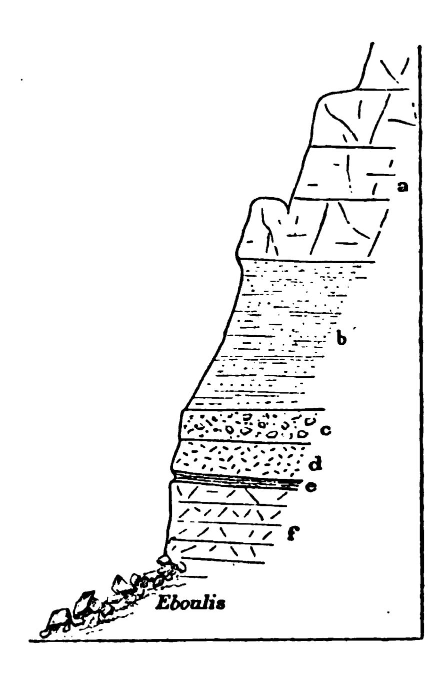


Fig. 53. — Escarpement sur le flanc oriental de Denise. — *a*, brèches massives, ruiniformes ; *b*, sables jaunâtres, fins, quartzeux, alternant avec de petits lits d'argile jaune durcie, 10 m. environ ; *c*, banc avec petits blocs anguleux ; *d*, lapillis, petites scories agglomérées ; *e*, cendres volcaniques blanches ; *f*, brèche éruptive, dure, compacte, bien stratifiée avec nodules de limonite et lits de matières projetées, 3 m. visibles.

Rocher de Polignac. — Le majestueux rocher de Polignac, sur lequel se voient encore les ruines d'un formidable château féodal, est également constitué par les brèches basaltiques, se tenant au même niveau que les brèches anciennes de Denise (fig. 52). Au pied du rocher, du côté nord, tout près du cimetière, on retrouve les sables jaunes, riches en petits cailloux de phonolite. Cette alluvion a livré des molaires de *Mastodon arvernensis* (coll. Aymard). Tournaire l'a figurée sur sa carte et, dans son travail sur la géologie de la Haute-Loire, il l'a considérée comme un placage adossé au flanc de la montagne de Polignac. A vrai dire, je n'ai pas vu ces sables passer sous les brèches ; le village étant bâti sur la ligne de contact, on ne peut faire aucune observation concluante, mais la superposition ne me paraît pas douteuse puisque les sables sont identiques à ceux de Denise où cette superposition est évidente. Le rocher de Polignac n'est autre chose qu'un témoin rattaché autrefois à la montagne de Denise [1].

Le rocher conique, situé à quelques centaines de mètres au nord-ouest de Po-

[1] Ces lignes étaient imprimées quand M. Lacroix m'a communiqué une enclave phonolitique recueillie par lui dans la brèche de Polignac. Ce fait tranche définitivement la question.



Phototypie

BELLOTTI, Saint-Etienne.

VOLCAN DE CHEYRAC

lignac, entre cette localité et le village de Bilhac, est également formé par les mêmes brèches. Vers le bas, on revoit les sables jaunes.

Enfin, ceux-ci s'observent encore au-dessus de Bilhac, sur les flancs d'une butte arrondie, que couronnent des brèches un peu différentes de celles que nous avons vues jusqu'à présent et probablement un peu plus récentes.

Environs de Cheyrac. — Quand on descend de Polignac pour aller vers le village voisin de Cheyrac (fig. 54), on trouve d'abord les marnes oligocènes, puis, après avoir traversé la route du Puy, on rencontre des brèches basaltiques en couches presque verticales, ou plongeant très fortement vers le sud-ouest. Ces couches sont composées de bandes de scories sèches alternant avec des bandes bien stratifiées, remaniées par l'eau sans qu'il y ait eu transport et renfermant, en quantité, du granite et du calcaire marneux.

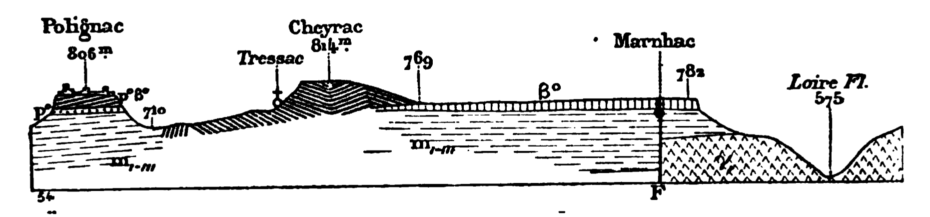


Fig. 54. — Coupe du volcan de Cheyrac et de ses abords.

Un peu plus loin, en allant vers Tressac, le tuf renferme en outre des cristaux de pyroxène ; la pente est en sens inverse, quoique beaucoup moins prononcée.

Il est probable que ces brèches représentent les ruines d'un petit cratère adventif, greffé sur le flanc du grand cratère de Cheyrac.

Ce dernier village est assis au pied de grands escarpements de brèches volcaniques, bien stratifiées, que l'on reconnaît, en effet, au premier coup d'œil, comme un cratère à double pente démantelé. Sur la photographie (pl. VI),

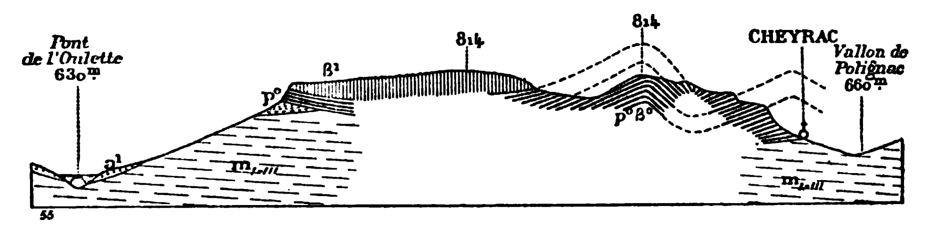


Fig. 55. — Coupe du volcan et du plateau de Cheyrac.

cette disposition est bien accusée. La coupe fig. 54 indique les diverses inclinaisons des couches telles qu'on les observe, en traversant la montagne de l'est à l'ouest, et la coupe fig. 55, les inclinaisons de ces mêmes couches, suivant une

ligne nord-sud, perpendiculaire à la première. Il ne saurait y avoir aucun doute. Le centre du cratère est aujourd'hui occupé par un petit pré situé au fond d'une dépression, où prend naissance le ravin de Cheyrac. L'observateur placé au fond de cette dépression voit les assises de brèches converger vers lui de toutes parts. Au point 814, les strates sont horizontales et, de part et d'autre de ce point, elles pendent en sens contraire. Il est facile de raccorder les éléments de ces coupes et de rétablir le profil du volcan.

Ce volcan s'est fait jour à travers le terrain oligocène et aussi à travers une nappe basaltique plus ancienne, sur laquelle on voit les brèches reposer, à l'est de Cheyrac (fig. 54, β^0). Cette coulée basaltique n'a rien à voir avec le cratère de Cheyrac, car sa pente indique qu'elle est venue du nord-est ou du nord. On peut la rapprocher des divers basaltes que nous avons rencontrés sur plusieurs points.

Vers le nord, (fig. 55), les brèches disparaissent sous un basalte plus récent (β^1), dont la surface est très scoriacée, et qui s'est déversé assez bas dans le vallon du côté de La Barbeyre. Un peu plus loin, après avoir dépassé ce basalte, on retrouve les brèches issues du cratère de Cheyrac : là elles reposent sur les sables jaunes qui affleurent en plusieurs points.

Ces exemples suffisent pour établir les rapports stratigraphiques des plus anciennes formations pliocènes des environs du Puy. Pour compléter ces données, je vais maintenant entrer dans quelques détails sur chacune d'elles.

SABLES A MASTODONTES

Description et répartition topographique. — Sous le titre général de Sables à Mastodontes, je comprends, non seulement des sables, mais encore divers dépôts détritiques, graviers, cailloux roulés, argiles à tripoli, etc. qu'on peut voir, sur un grand nombre de points, aux environs du Puy.

Cette formation alluviale, dont l'épaisseur atteint près de 100 mètres sur plusieurs points (Taulhac, Ceyssac), se reconnaît toujours avec facilité. Le plus souvent elle est constituée par des sables quartzeux, micacés, très fins, imprégnés de produits ferrugineux qui leur donnent une belle teinte jaune orangé ou rouille. Ces produits ferrugineux se concentrent souvent sur certains lits ou bien ils forment des concrétions. Les sables offrent toujours une stratification très nette, généralement entrecroisée, comme celle que produisent les cours d'eau actuels.

Les éléments deviennent parfois plus grossiers et le sable se change en un gravier. Enfin, dans les points où les courants étaient plus forts, il y a eu dépôt de cailloux roulés, généralement cimentés par des substances ferrugineuses et constituant des conglomérats assez résistants. La grosseur des cailloux roulés ne dépasse jamais la grosseur du poing. Ce fait est assez remarquable si l'on considère que le lieu d'origine des éléments détritiques était relativement peu

éloigné. Les roches volcaniques du Mézenc entrent, en effet, pour la moitié environ dans la composition de ces conglomérats. Les phonolites et les basaltes compactes sont particulièrement abondants. Le basalte porphyroïde est peu commun : cela tient probablement à la rareté relative des coulées de cette roche ; j'ai reconnu, au microscope, les trachytes augitiques et les andési-labradorites décrits dans la partie de ce mémoire consacrée au Mézenc.

Ailleurs, au contraire, les éléments détritiques sont beaucoup plus ténus. Ce sont d'abord des argiles micacées jaunâtres, qui alternent avec les sables, puis des argiles compactes, noirâtres, avec débris charbonneux (Le Crozas). Enfin, sur certains points, où les eaux étaient d'une tranquilité parfaite, et qui représentent probablement une expansion considérable de la rivière, il y a eu formation de couches épaisses d'une argile très fine, composée en grande partie de carapaces de Diatomées. Cette argile se divise aujourd'hui en une multitude de feuillets, entre lesquels les organes des végétaux qui ombragaient ces pièces d'eau ont laissé de délicates empreintes.

Je ne mentionne que pour mémoire les lits de cinérites ou de lapillis intercalés dans les alluvions. Je les décrirai à propos des brèches basaltiques.

J'ai cherché à suivre ces alluvions le plus loin possible, aussi bien en amont qu'en aval de la direction probable du cours d'eau pliocène qui les a déposées. J'aurais désiré pouvoir reporter, sur une carte, le tracé de cette rivière et le comparer au tracé des vallées actuelles. Je ne suis pas arrivé à des résultats aussi complets que ceux sur lesquels j'avais compté au début de mes recherches.

Vers l'amont j'ai reconnu les sables pliocènes près de Malpas. aux Pradaux. On les retrouve près de Chadron, où ils surmontent les dépôts miocènes à chailles.

En allant encore plus au sud, on arrive au grand plateau basaltique d'Alleyrac et de Saint-Martin-de-Fugères, dont l'altitude moyenne dépasse 1000 mètres, et que dominent les montagnes de scories appelées les sucs de Breysse. Dans un ravin qui descend de ce plateau et aboutit à la Loire, près de Vazeilles, j'ai observé le contact du basalte avec des alluvions ferrugineuses de même aspect que les alluvions pliocènes des environs du Puy. Elles sont très riches en cailloux roulés, où dominent encore le phonolite, les basaltes compactes et où le basalte porphyroïde est relativement abondant. Ces alluvions reposent sur le terrain oligocène. On peut les regarder comme étant la continuation des sables à Mastodontes des environs du Puy. Peut-être sont-elles un peu plus récentes.

Au-delà de ce point, je ne connais plus d'alluvions pliocènes. Tournaire a marqué, du même signe, certains dépôts de cinérites et d'argiles à Diatomées de la région du Mézenc (L'Aubépin, la Vacheresse) et les argiles fissiles de Ceyssac. Il est peut-être utile d'insister sur cette méprise. Nous savons que les argiles à Diatomées du massif du Mézenc supportent tout l'appareil volcanique ancien, tandis que les dépôts de Ceyssac, similaires au point de vue lithologique seulement, renferment en cailloux roulés les roches empruntées à ce même appareil volcanique. D'ailleurs nous verrons tout à l'heure que les empreintes de végétaux sont toutes différentes dans les deux catégories de gisements.

En somme, l'on peut suivre assez loin vers l'amont la formation alluviale pliocène.

En aval, cette recherche est plus difficile. Au-delà de Cheyrac et de Chambeyrac, les sables à Mastodontes n'apparaissent plus que près de Vialette, localité célèbre par les fossiles qu'elle a fournis à Aymard et à divers collectionneurs du Puy.

Vers l'est, les environs de Borne offrent un grand développement d'alluvions sableuses, dont les caractères et les rapports stratigraphiques se rapprochent beaucoup de celles des environs du Puy.

Ces sables commencent à apparaître, entre l'Oligocène et le basalte qui couronne le plateau, un peu au nord du confluent de la Borne et du ruisseau de Loudes. Ils forment le fond des vallons de Lanthenas, de la Chazotte. La vallée de la Borne, au-dessus du village de ce nom et jusqu'à la Roche-Lambert, présente de bonnes coupes. Il en est de même de la partie inférieure du ravin où coule le ruisseau du Bourbouillou. Enfin, on les voit encore près de Loudes, dans le lit du ruisseau de Say. Dans toute la région, ils reposent sur le granite ou les argiles lacustres et ils supportent des basaltes.

Au château de la Roche-Lambert, la Borne coule au pied d'un grand escarpement pratiqué dans les alluvions pliocènes. Là les sables alternent avec des argiles micacées, des argiles à Diatomées et des lignites renfermant des empreintes de plantes.

Ces sables sont presque exclusivement formés de débris de roches primitives, quartz, fedspath et mica. Ils sont généralement très chargés en produits ferrugineux qui leur donnent la même couleur jaune rouille qu'aux sables des environs du Puy. Tantôt, ils sont très fins, tantôt il sont plus grossiers et passent à de véritables graviers, dont les gros éléments ont les dimensions d'une noisette. Les lits de cailloux roulés y sont rares. Ce n'est qu'à grand peine qu'on arrive à trouver, dans ces sables, des éléments volcaniques. J'ai dû chercher longtemps pour recueillir des fragments de basalte et quelques scories.

Ce dernier fait est très intéressant. Il suffit, à lui seul, pour montrer quel contraste régnait, pendant le Pliocène moyen, entre la région orientale du Velay, déjà toute recouverte de déjections volcaniques, et la région occidentale, qui était un haut plateau granitique, où manquaient encore la plus grande partie des volcans qu'on y voit aujourd'hui. Il est évident, en effet, que les alluvions des environs de Borne, que je crois être autorisé à considérer comme sensiblement contemporaines des alluvions pliocènes des environs du Puy, ont été déposées par un cours d'eau particulier venant de l'ouest, c'est-à-dire de la chaîne primitive entre Loire et Allier, tandis que le cours d'eau qui passait au Puy descendait du massif du Mézenc. Suivant toute vraisemblance, le confluent devait être entre Borne et Polignac. En amont de ce confluent, nous ne trouvons que très peu d'éléments basaltiques, parce que la très grande majorité des basaltes de la chaîne du Velay sont postérieurs à cette époque.

Il est très difficile de savoir ce que devenaient les cours d'eau pliocènes à leur sortie du bassin du Puy ; on ne voit même pas, en dehors du tracé actuel

de la Loire, par où ils pouvaient franchir la barrière granitique qui sépare ce dernier bassin de celui de l'Emblavès et qui est partout d'une altitude supérieure à celle des alluvions elles-mêmes. On est donc obligé d'admettre que les défilés de Peyredeyre, où coule la Loire actuelle, étaient déjà creusés en partie, jusqu'à l'altitude moyenne de 750 à 800 mètres et que ces défilés servaient déjà de canaux d'écoulement aux eaux qui ont déposé les sables à Mastodontes.

La présence de cette barrière permet d'ailleurs d'expliquer la forte épaisseur des dépôts et leur vaste répartition en surface. Le granite de Peyredeyre a dû, en effet, former un barrage, en deçà duquel les eaux ont pu s'accumuler et produire, sur les points tranquilles, les argiles fines à Diatomées, tandis qu'elles déposaient des cailloux roulés dans l'axe des courants, et que la dépression se comblait peu à peu, tant par l'apport constant des cours d'eau que par les déjections volcaniques.

Il serait intéressant de retrouver la trace de cette Loire pliocène au-delà de la feuille du Puy. Cette recherche échappe au cadre de mes études.

Données paléontologiques. — Les environs du Puy sont très riches en débris de Mammifères pliocènes et les sables jaunes fournissent un certain nombre de gisements. J'ai passé plusieurs mois à étudier les diverses collections recueillies par les naturalistes de la Haute-Loire. La description de ces matériaux fera l'objet d'un mémoire de paléontologie dont l'exécution est très avancée et qui formera le complément naturel du présent mémoire. Mais il importe que je donne ici le résultat de mes déterminations, sans lesquelles il n'y aurait pas de chronologie possible.

Les Mammifères pliocènes du Velay n'ont donné lieu à aucune publication d'ensemble. « On doit regretter, avec d'Archiac [1], qu'un bon nombre d'espèces citées dans les listes de M. Aymard n'aient pas été accompagnées de descriptions régulières, complètes, de discussions préalables de leurs caractères et surtout de bons dessins que le meilleur texte ne peut remplacer ».

Quand je suis arrivé au Puy, la plupart des anciens collectionneurs : Vinay, Robert, Pichot-Dumazel étaient morts et les objets, recueillis par eux, dépourvus presque toujours d'indications de provenance. La collection du Musée offrait également des lacunes à ce point de vue. Seul le cabinet de M. Aymard était admirablement rangé et toutes les pièces étaient accompagnées d'une longue étiquette explicative [2]. J'ai beaucoup appris dans mes conversations avec cet habile naturaliste et j'ai pu, grâce à lui, acquérir des notions exactes sur quelques gisements.

Les diverses listes que je publie sont, en général, moins longues que les listes publiées dans beaucoup d'ouvrages. Cela tient à deux causes. D'abord j'ai dû fondre quelquefois plusieurs espèces en une seule, ou bien j'ai dû rapporter, à des espèces connues depuis longtemps, des formes auxquelles Aymard

[1] *Paléontologie de la France*, p. 313.

[2] Une partie de la collection Aymard a été acquise par le Muséum d'histoire naturelle et se trouve actuellement dans les galeries de Paléontologie.

avait donné des noms spécifiques particuliers. Ensuite je n'ai fait entrer en ligne de compte que les fossiles étudiés par moi-même et sur la provenance desquels j'étais fixé exactement.

Aymard a signalé dans plusieurs gisements des animaux dont je n'ai pas retrouvé les restes dans les collections. Je reproduirai aussi ces indications, en ayant soin de les séparer de mes déterminations.

Mammifères fossiles. — Voici la liste complète des Mammifères fossiles que j'ai déterminés, d'après les collections du Muséum de Paris, du Muséum de Lyon [1], du musée du Puy, d'Aymard, de Vinay et de Pichot-Dumazel, au Puy.

Mastodon arvernensis. Croiz. et Job.
Mastodon Borsoni, Hays.
Tapirus arvernensis, Croiz. et Job,
Sus sp.
Rhinoceros etruscus, Falc.
Rhinoceros leptorhinus, Cuv. (?)
Equus Stenonis, Cocchi.
Bos elatus, Croiz.
Palæoreas torticornis, Aym.
Capra sp.
Cervus pardinensis, Cr. et Job.
Cervus cusanus, Cr. et Job.
Cervus etueriarum, Cr. et Job (?).
Hyœna sp.
Hyœna sp.
Machairodus sp.

Il est indispensable que j'entre dans quelques détails relativement à ces espèces et à leur synonymie.

Aymard avait cru pouvoir distinguer jusqu'à 4 espèces de Mastodontes, auxquelles il avait successivement donné les noms de *Mastodon angustidens*, *Anancus macroplus*, *Mastodon Vellavus*, *M. Vialetti*. Les deux premiers de ces noms s'appliquaient au *Mastodon arvernensis*, les deux derniers, au *M. Borsoni*. Les restes de ces deux Proboscidiens ont été trouvés sur un grand nombre de points.

Les débris de Tapirs sont également très répandus, surtout à Vialette. En se basant sur quelques différences de taille, on leur a donné des noms différents : *Tapirus Vialetti*, Aym. *Tapirus elegans*, Pom. Avec M. Depéret, je pense qu'il vaut mieux n'y voir que des variations individuelles ou, tout au plus, des variations de races rentrant dans l'espèce de Perrier : *Tapirus arvernensis*, Cr. et Jobert.

Le Rhinocéros de Vialette et d'autres gisements des environs du Puy a été dé-

[1] D'après une communication qu'a bien voulu me faire M. Depéret et pour laquelle je le prie d'agréer mes remerciements.

signé tour à tour par Aymard sous le nom de *Rhinoceros tichorhinus* et de *R. mesotropus*; par Pomel, sous le nom d'*Atelodus Aymardi*. M. Depéret l'a cité comme *R. leptorhinus*. En réalité, la majorité des ossements que je connais dans diverses collections se rapportent au *Rhinoceros etruscus*. Falc. Cette détermination repose sur un grand nombre d'échantillons, tels que séries dentaires complètes, nasaux avec cloison osseuse, os des membres, etc. Il peut se faire que quelques pièces se rapportent au *Rh. leptorhinus*, mais rien n'est moins certain.

Aymard a donné le nom d'*Equus ligeris* aux chevaux de taille moyenne des environs du Puy. Les uns, qui sont pliocènes, reproduisent exactement l'*Equus stenonis*, Cocchi, du Val d'Arno; les autres, qui sont pléistocènes, se confondent avec l'*Equus caballus*.

Les débris de cerfs sont très nombreux ; ils se rapportent presque tous à *Cervus pardinensis* et *Cervus Cusanus*, qui sont des espèces du Pliocène moyen de Perrier. Une base de bois de la collection du Muséum appartient peut-être au *Cervus etueriarum*, également de Perrier.

J'ai trouvé, à Vialette, une dernière molaire inférieure ayant appartenu à un animal du genre *Capra*, de la taille du Bouquetin. Il est possible que ce soit le *Capra Rozeti* de Pomel, trouvé dans les sables de Malbattu, près de Perrier.

Les Carnassiers sont représentés par un *Machairodus* et une ou peut-être deux espèces d'Hyènes, de taille différente, rappelant *Hyæna Perrieri* et *Hyæna arvernensis* de Perrier. Les documents que j'ai pu étudier, et qui font partie de la collection Aymard, ne permettent pas de détermination précise.

Invertébrés et végétaux fossiles. — Je ne ferai que mentionner les empreintes d'insectes (Coléoptères et Diptères) des argiles à Diatomées de Ceyssac et les Mollusques qui se trouvent, près de Vals, dans les argiles subordonnées aux sables jaunes. On reconnaît les genres *Bithinia*, *Planorbis*, *Clausilia*, *Helix*. Leur étude spécifique est à faire ; elle sera d'ailleurs difficile car le test de ces Mollusques est très brisé.

On trouve des empreintes de végétaux sur un grand nombre de points : dans le vallon de Vals, au Collet, à La Roche-Lambert, Ceyssac, etc. De tous ces gisements, celui de Ceyssac est le plus riche. C'est aussi le plus connu, grâce au travaux de M. de Saporta [1], qui a déterminé les espèces suivantes :

Pinus, sp. (sect. *strobus* ?) (Semences).
Picea excelsa, L. (Semences).
Abies cilicica ? Kotsch. (Semences).
Potamogeton, sp. nova.
Alnus glutinosa, var. *Aymardi*, Sap. (feuilles et strobiles).
Carpinus suborientalis, Sap. (involucres).

[1] G. de Saporta. Sur les caractères propres à la végétation pliocène, à propos des découvertes de M. Rames, dans le Cantal. (*Bull. Soc. géol. de France*, 3ᵉ série, t. I, p. 212). — Recherches sur les végétaux fossiles de Meximieux (en collab. avec M. Marion). — Le monde des Plantes avant l'apparition de l'homme.

Ulmus palæomontana, Sap. (samare et fragment de feuille).
Populus canescens, Sm. (feuille).
Salix alba, L. (feuille).
Salix viminalis, L. (feuille).
Fraxinus gracilis, Sap. (feuilles et samare).
Vaccinium uliginosum, L. (feuille).
Acer subpictum, Sap. (feuilles).
Acer creticum, L. (feuilles et samare).
Acer lætum, C. A. Mey.
Zizyphus ovata, O. Web. (feuilles).
Cratægus oxyacanthoides, Gœpp. (feuilles).
Pyrus subacerba, Sap. (feuille).

M. de Saporta déclare que ces végétaux se rapportent à une époque rapprochée, sinon absolument synchronique, de celle des cinérites du Cantal. Les lecteurs pourront lire, dans les beaux ouvrages de notre savant paléophytologiste, des considérations intéressantes sur les caractères de cette flore comparée aux autres flores pliocènes de la France et de curieuses inductions sur l'habitat de ces espèces. Je me permettrai deux rectifications touchant la topographie et l'origine du gisement.

M. de Saporta, à qui les renseignements suivants ont dû être donnés par des géologues locaux et qui, par suite, ne saurait être responsable des inexactitudes qu'ils renferment, nous dit que les couches à végétaux de Ceyssac ont dû être « accumulées au fond d'une lagune qui occupait une vallée étroite et sinueuse, encadrée par de puissants massifs volcaniques, alors en pleine activité ». M. de Saporta ajoute que ces sortes de dépôts sont attribuables à l'action des sources thermales, favorables à la multiplication des Diatomées [1].

Les lecteurs ont déjà pu voir que le cours d'eau, où se sont déposés les sables jaunes et les argiles schisteuses de Ceyssac, était, au contraire, largement étalé et qu'il coulait à une altitude moyenne de 800 mètres. De plus, les reliefs des environs du Puy étaient bien loin d'être aussi accentués qu'aujourd'hui, la plus grande partie des éruptions de la chaîne du Devès étant postérieures à ces dépôts. Il faut se représenter tout le pays environnant comme un plateau élevé, dominé par les masses granitiques aux larges contours de la chaîne du Velay, dont l'altitude moyenne était d'environ 1000 mètres, tandis qu'elle présente aujourd'hui des sommets atteignant près de 1500 mètres (Voy. plus haut, fig. 2 et 3).

Quant à l'origine des argiles à Diatomées, argiles qu'on retrouve sur beaucoup d'autres points où affleure l'alluvion pliocène, elle ne me paraît pas devoir être rapportée à l'action de sources thermales dont je ne connais aucune trace. Comme je l'ai déjà dit, ces argiles représentent simplement un faciès des sables

[1] Recherches sur les végétaux fossiles de Meximieux, p. 185.

jaunes, avec lesquels elles alternent un grand nombre de fois. Elles se sont déposées lentement, dans des points favorables du large cours d'eau, où l'action de courants très faibles ne se faisait sentir qu'à de rares intervalles. [1]

BASALTES DU PLIOCÈNE MOYEN (β^o).

Nous connaissons déjà les basaltes de Denise, au-dessus de Cormail et de la

[1] J'ai remis à M. Tempère quelques échantillons des argiles à tripoli de Ceyssac et de La Roche-Lambert pour l'étude des Diatomées. Voici la liste des espèces déterminées par M. Tempère.

	Ceyssac	La Roche-Lambert
Campylodiscus costatus, Sm.	+	+
Cymatopleura elliptica, Bréb	+	+
» » var.	+	
» *hibernica*, Sm.	+	
» » var.	+	
» *spiralis*, Kain	+	
Cyclotella comta, Ehr	+	+
» » var	+	+
Cymbella Ehrenbergii, Grég.	+	+
» *lanceolata*, Ehr	+	+
Epithemia Hyndmanni, Sm.	+	+
» *turgida*, K	+	+
» » var. *granulata*, Ehr.	+	+
» » var. *Westermanni*, K.	+	+
Melosira arenaria, var. Moore	+	+
» *granulata*, Ehr	+	+
» *tenuis*, K		+
Navicula major, K	+	+
» *nobilis*, Ehr	+	+
» *peregrina*, Ehr	+	+
» *placentula*, Ehr	+	
» *Smithii*, Bieb	+	+
» *tabellaria*, K.	+	+
» *viridis*, K	+	+
Stauroneis phœnicenteron, Ehr	+	+
» *acuta*, Sm.	+	+
Stephanodiscus astraea, Grun.	+	+
Surirella biseriata, Bieb.	+	+
» *elegans*, Ehr	+	+
» *robusta*	+	+
» » var.	+	+
» *tortuata*, Temp. nov. sp.	+	
Tetracyclus emarginatus, Ehr	+	+
Terpsinoe americana, var. *trigona* Grun.	+	

D'après les renseignements que m'a fournis M. Tempère, le dépôt de Ceyssac est des plus intéressants. Il contient plusieurs espèces nouvelles pour la France : *Cymatopleura spiralis*, Kain ; *Surirella tortuata*, Temp. nov. sp. ; *Tetracyclus emarginatus*, Ehr. ; *Terpsinoe americana*, var. Grun.

Bernarde, ceux du ravin de Ceyssac, des vallons de Vals, de Pranlary et de Taulhac. Leur position stratigraphique est parfaitement établie, car ils sont intercalés dans les sables à Mastodontes ; ils forment, avec ces derniers et les brèches, un ensemble bien uni.

Mais tous les basaltes de la même époque ne se sont pas nécessairement épanchés dans les cours d'eau contemporains ; un certain nombre de coulées ont pu rester sur les plateaux et recouvrir directement l'Oligocène. On comprend qu'il soit difficile de reconnaître sûrement les plateaux basaltiques qui se présentent dans ces conditions. Dans certains cas pourtant cela est possible.

Nous avons déjà vu que le basalte du plateau de Marnhac et de Chambeyrac, aux fronts escarpés dominant les profonds défilés de la Loire, supporte l'appareil volcanique de Cheyrac dont il est complètement indépendant. On peut remarquer que ce basalte n'est pas intéressé par la faille qui produit à Marnhac une forte dénivellation des argiles oligocènes (fig. 54).

En face du plateau de Chambeyrac se trouve un autre plateau appelé Côte de l'Oulette (pl. IX, fig. 2). Il y a tout lieu de supposer que les deux nappes basaltiques étaient autrefois réunies. Sur le plateau de l'Oulette s'élèvent trois monticules de scories correspondant à d'anciens cônes éruptifs très dégradés par les agents atmosphériques. Le plus important, qui s'appelle le Mont-Tarsou, domine le gisement de Mammifères fossiles de Vialette, dont j'ai parlé. Entre les deux autres se trouve le village de Ceyssaguet. L'un d'eux, celui du nord, présente une particularité intéressante. Les flancs de ce monticule très surbaissé sont recouverts par un dépôt détritique résultant de l'altération, de la désagrégation des scories et de leur remaniement par les eaux sauvages. C'est un dépôt de ruissellement, très comparable, par son origine, au lœss d'autres pays, mais empruntant ici une physionomie particulière à la nature du terrain qui lui a donné naissance. Ce dépôt renferme des Mammifères fossiles. La collection Vinay m'a offert de nombreux ossements se rapportant aux genres et aux espèces dont les noms suivent :

Rhinoceros etruscus, Falc.
Equus sp. cf. *Stenonis*
Bos elatus, Cr. et Job.
Cervus cf. arvernensis. Cr. et Job.
Cervus sp...
Canis cf. etruscus, Fors. Maj.
Machairodus sp.

Cette faune est composée d'éléments peu caractéristiques ; elle paraît être un peu plus récente que la faune des sables à Mastodontes ; elle ne remonte peut-être pas au-delà du Pliocène supérieur. Mais les circonstances de gisement doivent faire reculer l'âge du cône de scories et de la coulée de basalte qui la supportent. Ce cône de scories avait déjà une configuration très voisine de sa configuration actuelle ; il était déjà très dégradé quand les ossements ont été enfouis dans les terres meubles qui recouvrent ses pentes. Il est donc bien naturel de considérer les basaltes de Ceyssaguet comme datant du Pliocène

moyen. Ces basaltes sont d'ailleurs continus avec celui de Vialette, qui supporte la faune désignée souvent sous ce nom, et avec celui du plateau situé entre Blanzac et Azanières (pl. IX, fig. 2).

Il n'est pas douteux que beaucoup d'autres basaltes des environs du Puy appartiennent à la même époque. Mais je n'ai aucun moyen de l'affirmer. Sur la carte au 1/80.000, j'ai rapporté au Pliocène supérieur un certain nombre de témoins basaltiques isolés (β^1) qui pourraient bien être plus anciens.

Au point de vue pétrographique, les basaltes du Pliocène moyen sont loin d'être uniformes.

Celui de Cormail est bien cristallisé, très feldspathique. L'olivine y est transformée en produits ferrugineux, serpentineux, en opale et en calcite. Ces substances secondaires remplissent aussi les cavités bulleuses qui renferment en même temps des zéolites.

Le basalte de Taulhac est tout à fait normal, avec microlites de mica noir.

Les basaltes de Laval et de la cascade de Vals, dont la sortie paraît être liée

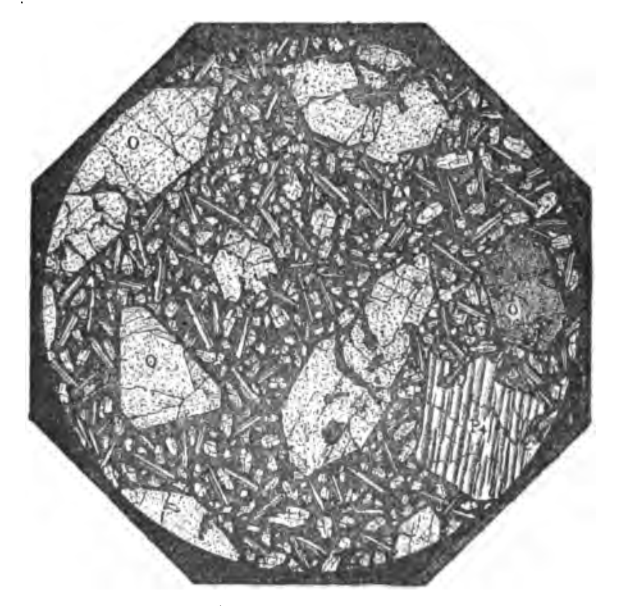


Fig. 56. — Basalte limburgitique de Laval.

de plus près à celle des brèches basaltiques à peu près complètement dépourvues de feldspath, sont aussi très pauvres en ce dernier élément. Ce sont des basaltes très vitreux qui passent aux limburgites de la classification de MM. Fouqué et Michel Lévy. Elles ont pour formule :

$$\mathfrak{T}\mu - \overline{F_1 \; O \; \underline{P_4 \; t_2}} + \text{verre}$$

La substance vitreuse, brune, peu transparente, renforme de nombreuses arborisations de spinelles.

Comme ces basaltes limburgitiques sont assez fréquents dans le Velay et que j'ai signalé plusieurs fois ces variétés, j'ai fait dessiner (fig. 56) une préparation empruntée au basalte le plus inférieur de la coupe fig. 46, lequel peut être pris comme type.

BRÈCHES BASALTIQUES ($p^o \beta^o$).

Les diverses coupes décrites plus haut nous ont montré les relations des brèches basaltiques avec les sables pliocènes. Ces relations sont aussi étroites que possible, au double point de vue stratigraphique et topographique. Les brèches basaltiques sont développées principalement dans les endroits où se rencontrent les sables à Mastodontes. Ce sont elles qui ont comblé, en grande partie, les dépressions où circulaient les eaux pliocènes.

Il est une autre catégorie de gisements dont je n'ai pas encore parlé et sur lesquels ont porté, au contraire, les investigations de beaucoup de géologues. Il s'agit de ces masses pittoresques, les rochers Corneille, Saint-Michel, d'Espaly, qui ont donné lieu à tant de discussions.

Le rocher Corneille forme la partie supérieure de la montagne arrondie appelée le Mont-Anis et sur les flancs de laquelle la ville du Puy s'étale en amphithéâtre, la partie inférieure étant formée par les gypses et les marnes oligocènes. Il est constitué par une brèche identique, aussi bien au microscope qu'à l'œil nu, à la brèche de Denise et des autres localités que nous avons étudiées. La roche est assez homogène; elle est massive, sans stratification apparente, sauf au sommet, près de la statue colossale de la Vierge, où se trouvent des bancs bien stratifiés, inclinés vers le sud. Vues d'un peu loin, notamment des collines de Ronzon, il semble que les brèches soient stratifiées en grand et que la masse se décompose en quatre ou cinq assises énormes, disposées en gradins les unes au-dessus des autres.

Le rocher Saint-Michel (fig. 57). s'élève au nord de Corneille, à la base même du Mont-Anis. C'est une sorte d'obélisque gigantesque paraissant vraiment sortir de terre, du fond de la vallée de la Borne, et qui a valu le nom d'Aiguille au faubourg de la ville du Puy dans lequel il se trouve. Le sommet est couronné par une église du Xme siècle.

La roche reproduit celle de Corneille, mais la structure de la masse n'est pas aussi uniforme. Du côté de l'est et du sud, la partie inférieure est formée par des couches bien stratifiées, plongeant vers le nord. Ailleurs la structure est massive. Sur certains point les brèches se disposent en grandes écailles concentriques, indiquant une sorte de structure sphérolitique. Enfin du côté nord, plusieurs filons de basalte franc traversent les brèches en se ramifiant et s'élèvent verticalement.

Le rocher d'Espaly ressemble beaucoup à celui de Ceyssac. Il est parfaitement stratifié et n'offre de remarquable que sa position dans le lit de la Borne, à plus de 100 mètres en contre-bas du niveau moyen des brèches.



Fig. 57. — Vue du rocher Saint-Michel, au Puy (d'après une photographie).

Je reviendrai tout à l'heure sur tous ces curieux accidents pour essayer d'en donner, après beaucoup de géologues, une explication satisfaisante. Il faut auparavant étudier plus à fond les caractères de la roche qui les constitue.

Description pétrographique des brèches basaltiques. — Un point sur lequel je dois tout d'abord insister, parce qu'il n'a pas été observé ou suffisamment apprécié par les auteurs, c'est l'uniformité des caractères pétrographiques des brèches basaltiques du Pliocène moyen.

Dans les discussions relatives à l'origine des brèches, c'est presque toujours aux rochers Corneille et Saint-Michel qu'on a emprunté des arguments. C'était vouloir trouver la règle dans l'exception, car Corneille et Saint-Michel sont des accidents particuliers, qu'il est plus facile de comprendre lorsqu'on est éclairé sur l'origine des brèches se présentant dans des conditions plus normales. L'u-

nité de composition dans les divers gisements nous conduira, en effet, à regarder toutes les brèches comme ayant une origine analogue, sinon unique.

Qu'elles alternent avec des nappes de basalte et des alluvions, comme dans le vallon de Ceyssac, à Denise, à Laval, ou qu'elles forment des rochers isolés, comme dans la vallée de la Borne, les grandes masses de brèches ont des caractères pétrographiques remarquablement constants.

A l'œil nu, la roche se montre composée de fragments anguleux réunis et agglutinés par un ciment.

Ce ciment est gris cendré ou jaunâtre suivant les points et suivant le degré d'altération. Il est parfois blanchâtre, par suite du développement de calcite secondaire.

Les fragments sont des morceaux d'une roche basaltique scoriacée, très vitreuse, possédant un aspect vernissé caractéristique. Ces fragments sont noirs, ils tranchent sur le fond plus clair constitué par le ciment ; leur grosseur dépasse rarement celle d'une noisette ; la plupart sont beaucoup plus petits. C'est tout à fait l'aspect des *peperino* italiens.

La roche renferme beaucoup d'enclaves empruntées au terrain primitif et aux couches oligocènes. Les nodules d'argile arrachés à ces dernières ont été transformés par la chaleur en pierres d'aigle. Après s'être bousouflés, ces nodules se sont imprégnés des émanations ferrugineuses du magma basaltique [1].

Les enclaves empruntées au terrain primitif ont subi des modifications dont je dirai un mot tout à l'heure.

A côte de ce type, on peut établir, à l'œil nu, quelques variétés.

C'est ainsi que la stratification est souvent accusée par une sorte de rubanement général tenant à la disposition, en lits différents, des fragments anguleux ou lapillis de diverses grosseurs.

Au contact des sables fluviatiles, les brèches se chargent de quartz, de mica, de feldspath ancien, les couches inférieures s'étant formées dans un milieu aqueux qui leur a fait subir un remaniement. Enfin, les produits de projection sont parfois d'une ténuité extrême et constituent une véritable cinérite.

Au microscope, toutes ces différences disparaissent, de sorte qu'on peut donner, des brèches basaltiques, une description générale.

Dans une plaque mince, l'on observe presque toujours à la fois les trois parties dont se composent les brèches : un ciment, des fragments volcaniques anguleux ou lapillis et des minéraux étrangers, à l'état d'enclaves.

Ciment. — En lumière naturelle, le ciment est verdâtre, jaunâtre ou d'un beau jaune d'or. Cette substance est peu transparente, rarement bulleuse. Elle n'est pas parfaitement isotrope. Entre les nicols croisés, elle présente une multitude de petits points brillants, jaunes. Cette polarisation d'agrégat, assez faible d'ailleurs, tient à la présence de particules chloriteuses répandues dans

[1] Jusqu'à ces dernières années, les pierres d'aigle ont été, au Puy, l'objet d'un commerce particulier avec la Bretagne et la Normandie, où on les considérait comme des amulettes souveraines contre les douleurs de l'enfantement.

toute la masse. Aux produits chloriteux, qui ne manquent jamais, s'ajoutent parfois de l'opale, des zéolites, des substances ferrugineuses noires ou jaunes, plus ou moins opaques et surtout de la calcite. Ce dernier minéral peut dominer au point de constituer à lui seul le ciment reliant les fragments ponceux (certains échantillons de Tressac, Sainte-Anne, etc.)

Au milieu de cette matière fondamentale, se trouvent des cristaux avec formes intactes. Ce sont, par ordre de fréquence : l'augite, l'olivine et l'hornblende présentant les mêmes caractères que dans les lapillis. A côté se trouvent dispersés des fragments étrangers de quartz, d'orthose, d'oligoclase, de mica noir, etc.

Le ciment paraît donc être constitué par une cinérite très fine, où dominent les éléments vitreux, lesquels ont été soumis à des influences aqueuses, qui les ont chargés de produits secondaires. L'influence de l'eau est évidente dans la plupart des cas, non pas au point de vue mécanique, il n'y a pas trace de remaniement ou de transport, mais au point de vue chimique. Cette influence peut s'expliquer, soit par les orages volcaniques qui accompagnent presque toujours les éruptions, soit par la nature du milieu dans lequel tombaient les produits de projection.

Parfois, cependant, le ciment est rempli de microlites d'augite ; son origine est alors purement ignée. Dans ce cas, les fragments ponceux ou lapillis sont pressés les uns contre les autres ; ils ont été soudés par leurs bords immédiatement après la chute.

Fragments volcaniques. — Vus au microscope, ces fragments forment des plages à coloration différente de celle du ciment. Les uns sont plus foncés, les autres plus clairs. Les premiers sont constitués, en majeure partie, par de la matière vitreuse, brune, presque opaque. La matière vitreuse des seconds est brun jaunâtre, transparente. Dans les deux catégories, les cavités bulleuses sont très nombreuses. Parfois, elles sont si développées, et les cloisons qui les séparent sont si minces, que l'on croirait voir le dessin d'une dentelle délicate.

La matière vitreuse des fragments ponceux est parfaitement isotrope, de sorte qu'entre les nicols croisés, ces fragments forment des taches noires sur le fond verdâtre du ciment.

Un certain nombre de minéraux se présentent en cristaux épars dans la matière vitreuse ; ce sont principalement l'augite et l'olivine, riches en inclusions vitreuses et présentant de belles formes. Le fer oxydulé n'est pas commun en grands cristaux et sa répartition est très irrégulière. L'hornblende est fréquente en éléments isolés ou enclavés dans des cristaux d'augite. L'hypersthène est très rare.

Le second temps est très peu développé. En règle générale, il est réduit à quelques microlites d'augite, entre lesquels se faufilent parfois de rares microlites de labrador, très minces et très allongés. Les microlites d'augite se présentent quelquefois réunis en grand nombre. Enfin ce minéral est très répandu sous forme de petits cristallites polarisant à peine et disséminés dans la matière

vitreuse. Aux forts grossissements, on peut encore observer de petits octaèdres de spinelles noyés dans le verre. Il en est d'opaques, de verts (pléonaste) et de violets.

Ce qui est remarquable c'est l'extrême rareté, l'on pourrait presque dire l'absence des feldspaths d'origine volcanique, tant en grand cristaux qu'en microlites. A vrai dire,ces brèches sont plutôt des brèches limburgitiques que des brèches basaltiques.

Je dois pourtant signaler la présence, dans des échantillons de Sainte-Anne, de fragments basaltiques riches en microlites bien développés de labrador. Mais on peut considérer ces fragments comme des enclaves empruntées à des basaltes plus anciens et cela avec d'autant plus de raison qu'à côté les fragments vitreux ordinaires dominent de beaucoup.

Les produits secondaires sont moins développés dans les lapillis que dans le ciment. La matière vitreuse est généralement tout à fait intacte. Parfois seulement quelques péridots sont transformés en calcite. Les bulles sont remplies soit par ce minéral, soit par une substance serpentineuse et sphérolitique, formant des cercles concentriques, généralement positifs suivant le rayon.

Dans une même plaque, on voit des lapillis parfaitement intacts tandis que d'autres sont plus riches en produits palagonitiques.

Enclaves. — Elles sont si nombreuses, à l'état microscopique, qu'on pourrait les considérer comme faisant partie des éléments principaux de la roche. Mais elles sont également très répandues sous forme de fragments plus volumineux et même de gros blocs.

Dans tous les gisements, on observe des enclaves argileuses, marneuses ou calcaires empruntées au terrain oligocène sous-jacent, des amas de sables jaunes ou des cailloux roulés provenant des sables pliocènes, et surtout des roches primitives, variétés diverses de granite, de granulite et de gneiss. Ces dernières sont pour ainsi dire émiettées au sein du magma volcanique, de telle sorte que le ciment renferme en abondance des fragments cassés de quartz, d'orthose, d'oligoclase, de mica noir, de cordiérite ; des cristaux de zircon, de grenat, de corindon, etc., qu'on peut récolter à l'état libre dans les produits meubles résultant de ladésagrégation des brèches.

Bertrand de Lom a signalé d'autres minéraux plus rares, tels que le disthène à Saint-Michel et Corneille, le sulfure de molybdène à Saint-Michel, le wolfram à Polignac [1].

Les gneiss à cordiérite sont particulièrement abondants dans tous les gisements de brèches. La cordiérite se présente en masses parfois volumineuses, sans formes propres, d'un beau bleu, ce qui l'a fait souvent confondre avec le corindon. Je signale, comme particulièrement riches en cordiérite, les brèches de Cheyrac, de Saint-Michel et je recommande aux minéralogistes, qui voudront se procurer de beaux échantillons en peu de temps, l'examen des blocs formant les murs de clôture à la base de ce dernier rocher.

[1] Bertrand de Lom. Considérations minéralogiques et géologiques sur les buttes volcaniques de Saint-Michel, Corneille, Polignac, etc. (in-8 sans indication).

Dans son travail déjà cité sur les *Enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne*, M. Lacroix a donné quelques détails sur l'étude microscopique de ces gneiss à cordiérite des brèches du Puy, détails que je suis heureux de pouvoir reproduire ici.

« *Rocher Saint-Michel.* — Les échantillons que j'ai étudiés, dit M. Lacroix, présentent le même aspect que les blocs de la Denise. A la partie superficielle, le feldspath est souvent fondu; la cordiérite et le quartz restent intacts en saillie. La roche renferme en abondance : zircon, parfois inclus dans la sillimanite qui est très abondante, rutile, grenat, orthose, oligoclase, cordiérite, quartz. Comme dans toutes les roches de ce genre, les éléments sont remarquablement frais. Ils sont riches en inclusions vitreuses et offrent les mêmes particularités que les roches de la Denise. J'insisterai seulement sur la fréquence des globules dévitrifiés à hypersthène et spinelle.

« L'hypersthène et le spinelle sont souvent accompagnés de globules de matière vitreuse jaune foncé. Le spinelle est vert et plus rarement violet sombre. Quelques-uns de ces globules renferment un petit cristal de biotite entouré de spinelle (fig. 58, B); d'autres sont constitués au centre par un cristal de biotite entouré par un mélange d'hypersthène et de spinelle. Il n'est guère possible de savoir si cette biotite est d'origine nouvelle ou si elle est un fragment emprunté à une roche préexistante. L'absence de ce minéral, comme élément constitutif en place de la roche étudiée, rend probable cette première hypothèse. En effet, s'il y avait existé on trouverait dans la roche des cavités vitreuses occupant la place du mica fondu.

« *Rocher Corneille.* — M. Bourgeois m'a remis des granulites à cordiérite provenant de ce gisement. Ils ont la même composition que les précédents, avec un peu de sphène en plus. La roche est fortement imprégnée de filonnets basaltiques, souvent attaqués par des actions secondaires et chargés de calcite.

« Le verre basaltique entoure fréquemment les cristaux de grenat. formant autour d'eux une couronne dans laquelle se développent des cristaux dendritiques de spinelle vert disséminés dans la matière amorphe (fig. 58. E).

« On y trouve aussi, au milieu du feldspath, des plages vitreuses ayant à leur centre un cristal de biotite ou d'hypersthène, le contact du verre et du feldspath étant souvent dessiné par une couronne de magnétite. De même que dans les gisements précédents, on rencontre de petites cavités remplies par un mélange d'hypersthène et de spinelle vert. Mais, tandis que dans les gisements que nous avons étudiés jusqu'à présent, le spinelle se présentait surtout en octaèdres isolés, ici ce sont les formes dendritiques qui dominent. On observe de petits édifices cristallins qui sont exactement englobés par un cristal d'hypersthène. Quant à la façon dont ils se produisent, il nous sera plus facile de la montrer en prenant pour exemple une roche formée autrefois à Cransac (Aveyron) dans une houillère embrasée aux dépens de roches carbonifères. Cette roche, analogue à celle de Commentry, décrite par M. Mallard [1], renferme des nodules de

[1] *Bull. Soc. Min.*, IV, 230 (1881).

phosphure de fer (rhabdite) et de vivianite. Elle est constituée par un mélange de matière vitreuse dominante et de microlites d'anorthite ; on y observe en outre de nombreux petits spinelles violets fréquemment groupés et produisant ainsi des formes cristallitiques tout à fait comparables à celles des roches volcaniques qui font l'objet de cette note.

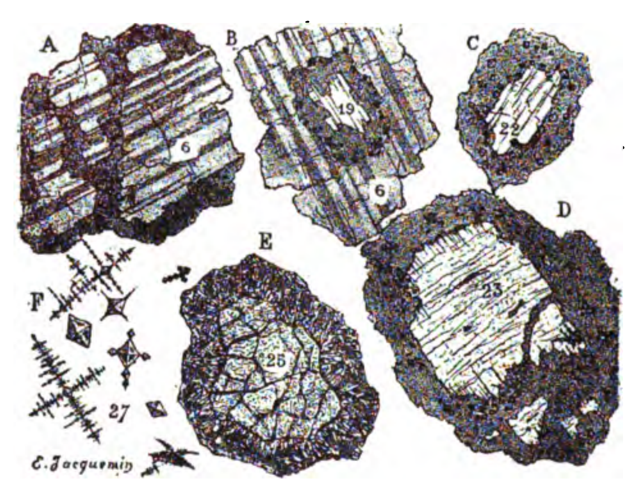


Fig. 58.— A. (Denise). A. Oligoclase fendu et pénétré par du verre riche en spinelle.
B. (Saint-Michel). 6. Oligoclase avec biotite (19) entourée de verre et de spinelle.
C. (Denise). 22. Hypersthène entouré de verre et de spinelle.
D. (Denise). Olivine (23) entourée de spinelle et de verre.
E. (Corneille). Grenat entouré de cristallites de spinelles disséminés dans du verre (lumière naturelle).
F. (Corneille, Cransac). Spinelle.

« Ces octaèdres de spinelle ont rarement leurs faces planes. Ils sont en général formés par une sorte de squelette octaédrique réduit aux arêtes du cristal ; il n'est pas rare de voir ensuite le cristal ainsi formé se remplir après coup d'une substance de couleur différente, de telle sorte que l'on ait un cristal à arêtes noires opaques et à faces vertes transparentes ; ces cristaux rappellent les octaèdres d'alun que l'on fabrique dans les laboratoires par cristallisation successive d'alun de chrome et d'alun potassique. Très souvent, on voit le cristal pousser des prolongements aciculaires suivant ses axes quaternaires. Sur leurs prolongements se développent ensuite de petites aiguilles implantées perpendiculairement, formant les dessins les plus variés et les plus élégants (fig. 58, F). Tantôt ces cristaux restent isolés dans la roche, tantôt ils se groupent en chapelets, en trémies, donnant naissance aux dendrites les plus capricieuses.

« Cette roche est particulièrement intéressante, car elle permet de suivre pas à pas le mode de formation de ces édifices souvent fort compliqués. »

En résumé, les brèches volcaniques des environs du Puy sont constituées par un ciment plus ou moins vitreux, généralement riche en produits secondaires et renfermant des fragments de lave scoriacée ou lapillis, ainsi que des produits étrangers, à l'état d'enclaves. Les fragments ponceux sont eux-mêmes constitués par de la matière vitreuse, au milieu de laquelle ont cristallisé deux éléments principaux, l'augite et l'olivine. On peut donc donner à ces roches l'épithète de *brèches limburgitiques*, ou, plus exactement, *brèches de tachylite limburgitique*.

A la description générale qui précède, laquelle correspond à la très grande majorité des cas, il est bon d'ajouter un mot sur certains lits de projections intercalées dans les sables à Mastodontes (Vals, Denise, etc.). Déjà, l'on observe que les brèches ordinaires, au contact de ces sables, se chargent d'une plus grande quantité de minéraux détritiques, quartz, orthose, mica. Il en est de même des petites couches dont je viens de parler et qui sont constituées par un mélange de particules volcaniques, cinéritiques et de sable très fin. Le remaniement de ces cinérites, qu'on peut appeler fluviatiles, est encore démontré par la présence de nombreuses carapaces de Diatomées.

Origine des brèches. — Bertrand de Doue a regardé toutes les brèches et tous les tufs basaltiques, sans distinction d'âge, comme ayant formé autrefois un terrain continu, que les érosions auraient ensuite découpé en masses isolées. Pour lui, ce terrain a été déposé sous les eaux d'un lac où retombaient les scories lancées dans les airs par les volcans. La principale raison invoquée en faveur de cette origine est l'alternance des assises de brèches et des nappes de cailloux roulés. Bertrand de Doue était en somme, bien près de la vérité.

Diverses opinions furent discutées à la réunion de la Société géologique au Puy, après étude des rochers Corneille, Saint-Michel, de Ceyssac et de Polignac. Aymard, Robert et Lecocq regardaient tous ces accidents comme des dykes sortis de toutes pièces du sein de la terre, à la manière du fameux dyke basaltique de la Roche-Rouge. Ils furent combattus par Delanoue, Lory, L. Lartet et d'autres géologues, qui se refusèrent à admettre une pareille assimilation.

Delanoue, invoquant les exemples fournis par les volcans actuels et comparant les brèches du Puy aux tufs volcaniques de Pompéia et d'Herculanum, n'hésita pas à leur attribuer la même origine. « Quiconque, dit-il, a vu les tufs volcaniques de Rome et de Naples, ces masses gigantesques de conglomérats anciens et modernes, tantôt durs, intacts et tantôt meubles et ravinés. ne peut admettre aucun doute sur leur complète analogie avec les roches isolées du Puy. Ces roches de Saint-Michel, Corneille, Ceyssac et Polignac ne sont donc que les parties les plus solides, les restes, les témoins d'une seule et même grande formation atmosphérique, cinériforme enlevée par les eaux »[1].

Lory plaida en faveur de la même opinion. Pour lui, comme pour Delanoue, les brèches du bassin du Puy sont « des *témoins*, des restes très incomplets d'anciens volcans déblayés en très grande partie par les érosions considérables qui

[1] *Bull. Soc. géol.*, 2e série, t. XXVI, p. 1101.

ont eu lieu dans ce bassin. Ces roches ont été formées par des « accumulations de matières incohérentes rejetées par une bouche volcanique et agglomérées par voie humide »[1].

L'hypothèse des dykes est encore soutenue de nos jours par quelques géologues. Tout récemment, un savant illustre, M. Daubrée, a déclaré que les rochers Saint-Michel, Corneille, Polignac, etc. représentent les « moulages de canaux verticaux que leur faible résistance n'a pas soustraits à l'action dénudatrice des actions superficielles »[2]. Il n'est donc pas inutile que je résume ici mes observations, de nature à confirmer les hypothèses de Delanoue et de Lory.

Que les grandes assises de brèches alternant avec des coulées basaltiques et avec les sables à Mastodontes ne puissent être regardées comme des dykes, c'est ce que personne ne songera à contester. Il en est de même des brèches de Cheyrac, dont la configuration cratériforme trahit encore l'origine aérienne. Le rocher de Ceyssac n'est qu'un témoin détaché par l'érosion des brèches du flanc droit du vallon ; la coupe fig. 50 le montre clairement. Le rocher de Polignac se relie, de la même manière, aux brèches de Denise et de Cheyrac. Dans toutes ces localités, la roche est bien, comme le voulaient Lory et Delanoue, le produit de projections aériennes. L'examen microscopique nous a montré qu'en retombant, les produits projetés se soudaient d'une façon plus ou moins parfaite, soit directement, lorsque les lapillis n'étaient pas encore refroidis, soit par l'intermédiaire d'un ciment cinéritique et vitreux, que l'action chimique des eaux météoriques a chargé de produits secondaires.

Cette origine devient encore plus évidente quand on étudie avec quelque attention les brèches sur le terrain. Il n'est pas rare de rencontrer de véritables bombes volcaniques au milieu de la roche. De plus, on observe souvent, au milieu des brèches massives et résistantes, des lits ou des bancs de lapillis incohérents, à peine soudés entre eux par leurs angles et séparés par des vides polyédriques. Tout cela ne peut s'expliquer que par des phénomènes de projection.

Ce sont ces lits de plus faible résistance qui, se désagrégeant plus facilement que les autres, produisent des parties rectilignes en creux sur les escarpements et contribuent à leur donner un aspect ruiniforme, en même temps qu'ils permettent de saisir de loin la stratification de l'ensemble.

Il s'agit maintenant de démontrer que l'hypothèse d'une telle origine peut également s'appliquer aux rochers Corneille et Saint-Michel. Voyons d'abord la valeur des arguments fournis en faveur des dykes.

Aymard a beaucoup insisté sur l'arrangement rectiligne que présentent les diverses masses de brèches et M. Daubrée a reproduit cette indication.

L'alignement en question est formé par la Roche-Arnaud, Corneille, Saint-Michel et le rocher de Polignac. Il est en effet aussi régulier que possible. Seulement, la Roche-Arnaud n'a rien à voir avec les brèches. C'est une butte basaltique terminant en éperon le plateau d'Ours-Mons. Quant à Polignac, nous

[1] *id.*, p. 1082.
[2] *Comptes rendus Acad. des Sciences* et *Bull. Soc. géolog. de France*, 3e série, t. XIX, p. 330.

avons vu que la brèche repose sur les sables à Mastodontes et que cette brèche est parfaitement stratifiée. Il est donc impossible d'y voir un dyke. L'alignement invoqué perd ainsi toute sa valeur. On peut d'ailleurs faire remarquer que le rocher de Ceyssac et celui d'Espaly lui échappent complètement.

Un second argument a été tiré de l'absence de stratification dans les brèches de Corneille et de Saint-Michel. D'abord, le fait n'est pas absolument exact. Non seulement Corneille et Saint-Michel présentent des parties parfaitement stratifiées mais encore nous avons vu que la masse entière de Corneille paraît composée de trois ou quatre grandes assises. Et puis, l'absence complète de stratification ne saurait constituer une preuve absolue de l'origine filonienne de ces masses. N'est-elle pas la règle générale dans les brèches andésitiques du Cantal et ne s'accorde-t-elle pas aussi bien avec une origine par projections?

Enfin, Aymard a beaucoup insisté sur la présence de vrais filons basaltiques à Saint-Michel et sur le passage de ces filons aux brèches. Les filons existent, mais le *basalte* ne passe pas aux brèches, dans lesquelles il est simplement injecté. Par contre, l'identité pétrographique existant, d'une façon absolue, entre les brèches en litige et celles dont l'origine ne saurait être contestée, me paraît suffisante pour faire admettre l'identité de cette origine.

Dans un dyke, l'on observe généralement une différence d'aspect ou de composition dans les parties centrales et dans les salbandes. Ici, rien de pareil. Les enclaves et les blocs projetés sont répartis de la même manière que dans les brèches ordinaires.

Depuis longtemps Bertrand de Lom a signalé la présence, dans les brèches de Corneille, de cailloux de phonolite [1]. Ces cailloux ont dû être empruntés aux graviers pliocènes, mais comme ces graviers paraissent manquer complètement autour du rocher Corneille, les éléments phonolitiques ont dû être projetés d'un autre point ; leur présence est inexplicable dans l'hypothèse d'un dyke.

Enfin, je rappellerai que je tiens d'un vieux carrier de Ronzon, ayant travaillé autrefois à l'exploitation des gypses du Mont-Anis, que certaines galeries ont été poussées *sous* le rocher Corneille. Pour toutes ces raisons, je considère cet accident géologique comme un simple témoin ou un lambeau d'ancien cône de projections reposant sur un piédestal oligocène.

Quant au rocher Saint-Michel, toutes les particularités qu'il présente, au point de vue de sa struture et de sa position au fond de la vallée, peuvent s'expliquer également sans difficultés. Il est probable que ce singulier obélisque représente la cheminée d'un ancien cratère, qui a été remplie par des projections, lesquelles ont été, après coup, consolidées par des injections de basalte. Ce ne se serait qu'une sorte de culot, dont l'enveloppe oligocène aurait été enlevée par l'érosion. Il y a bien une certaine analogie entre le rocher Saint-Michel et un dyke, mais cette analogie est toute superficielle. En réalité, un dyke est produit par le remplissage d'une fente de bas en haut. Ici, au contraire, le remplissage a

[1] Considérations sur les buttes de Saint-Michel, Corneille, etc. p. 6.

eu lieu de haut en bas. Il a été effectué, non par des flots de lave en fusion, mais par l'entassement de produits de projection plus ou moins refroidis au moment de leur chute.

Dans le Puy-de-Dôme, la grande muraille naturelle du Saut-de-la-Pucelle, près du lac Chambon, qu'on avait aussi regardée comme un dyke, a une origine tout à fait analogue; mais ici l'appareil cratériforme est bien plus facile à reconstituer [1].

Mouvements du sol postérieurs au Pliocène moyen. — Si la présence des brèches du rocher Saint-Michel au fond même de la vallée de la Borne s'explique facilement par l'hypothèse que je viens d'indiquer, il n'en est pas de même des brèches du rocher d'Espaly, dont le pied est également baigné par les eaux de la Borne. Celles-ci sont, en effet, parfaitement stratifiées ; il est manifeste qu'elles ne sont qu'un lambeau détaché de masses considérables, telle que celles de Denise, en contre-bas desquelles elles ont dû être précipitées par effondrement.

Les couches oligocènes sur lesquelles reposent ces brèches, et qu'on voit bien en face du rocher, sur l'autre rive de la Borne, au lieu dit les Rivaux, se trouvent elles-mêmes à un niveau bien inférieur de leur position ordinaire aux environs du Puy.

Ceci impliquerait l'existence de failles ayant intéressé tous les terrains que j'ai décrits jusqu'à présent. Après une première année de courses, j'avais cru pouvoir conclure, de quelques observations, à l'existence d'un épisode de failles post pliocène moyen, ayant joué un grand rôle dans la configuration topographique du Bassin du Puy, et analogue aux faits constatés dans le Puy-de-Dôme par MM. Michel Lévy et Munier-Chalmas. Je reproduis ici ces observations, tout en faisant remarquer que je suis bien loin de leur attacher autant d'importance que j'avais cru pouvoir le faire tout d'abord. Je crois qu'il s'agit plutôt de phénomènes d'effondrements locaux, tels qu'il s'en produit souvent dans les régions volcaniques, que de véritables failles dues à des mouvements orogéniques. Le véritable effort orogénique a eu lieu au Miocène supérieur. Nous avons vu, dans plusieurs coupes, les failles de cette époque s'arrêter aux coulées les plus anciennes, soit des massifs volcaniques du Mézenc ou du Mégal, soit des environs du Puy. Des faits de ce genre s'observent dans cent endroits et ont une portée autrement grande que les quelques accidents dont je vais parler.

Dans la carrière située sur le flanc oriental de la montagne de Denise, où l'on voit l'alternance des brèches anciennes et des sables à Mastodontes, une cassure très nette traverse toutes les couches, en leur faisant subir une dénivellation. Bien qu'il soit de faible amplitude, un mètre environ, ce rejet n'est pas moins très significatif, car la partie effondrée se trouve constituée par le volcan de Denise lui-même, tandis que la partie en contre-haut correspond au placage qui

[1] M. Boule. *Bull. Soc. géol.* 3e série, t. XVIII, p. 926.

forme le flanc de la montagne. Cette disposition est incompatible avec l'hypothèse d'un simple glissement de terrain. Les brèches faillées sont directement surmontées par des tufs à *Elephas meridionalis*, qui les recouvrent en stratification discordante.

Sur le revers occidental de Denise, les brèches anciennes sont exploitées à droite et à gauche de la route nationale. Or, la route est pratiquée sensiblement au niveau où affleurent, sur le flanc oriental, les couches supérieures du terrain oligocène. Les brèches des carrières inférieures sont exploitées à 50 mètres environ en contre-bas du gisement oriental, lequel représente les brèches des carrières supérieures. Cette dénivellation ne peut guère être expliquée que par une cassure à grand rejet, et l'ossature ancienne de Denise paraît être composée de plusieurs gradins de brèches dont les altitudes vont en décroissant de l'est à l'ouest (fig. 52).

Ces faits une fois constatés, on peut s'expliquer la situation tout à fait anormale des rochers d'Espaly et de l'Arbousset par un affaissement encore plus considérable.

Ces affaissements peuvent être interprétés de deux manières : d'abord ils peuvent être dus aux convulsions volcaniques dont la montagne de Denise et toute la région ont été le théâtre pendant le Pliocène supérieur et une partie du Pléistocène. On peut aussi les attribuer, en partie, à la nature argileuse et marneuse du support oligocène. L'histoire et les traditions locales ont gardé le souvenir de glissements ou d'éboulements formidables dus à cette cause, contre laquelle les travaux publics sont souvent impuissants.

3. PLIOCÈNE SUPÉRIEUR

Le Pliocène supérieur se signale, dans le Velay comme en Auvergne, par de formidables éruptions basaltiques. C'est à ces éruptions qu'il faut rapporter la très grande majorité des laves de la chaîne du Velay. Les basaltes contemporains des environs du Puy ne sont en réalité que le prolongement, dans la vallée de la Loire, des basaltes de la chaîne du Velay.

Ces basaltes surmontent les formations du Pliocène moyen que nous venons d'étudier et forment le revêtement supérieur des plateaux découpés par les vallées actuelles.

A ces basaltes sont subordonnés des tufs et des cailloux roulés, qui ont fourni de beaux débris d'*Elephas meridionalis*. Je vais citer quelques exemples.

Tufs de Denise. — Sur le flanc oriental de la montagne de Denise, au-dessus de l'escarpement qui entame les brèches limburgitiques et les sables jaunes

(voy. fig. 52 et phot. pl. V), les brèches sont recouvertes, en stratification discordante, par des produits de projections volcaniques, très remaniés, véritables dépôts détritiques renfermant, en même temps que des éléments volcaniques, de nombreux fragments roulés de quartz et de roches primitives. Ces dépôts remaniés alternent fréquemment avec des lits intacts de projections.

Ils offrent des degrés plus ou moins avancés de décomposition, dont le dernier terme est une argile jaunâtre hétérogène.

La discordance de stratification est aussi nette que possible; sur la photographie, pl. V, l'on voit les couches ondulées du Pliocène supérieur recouvrir obliquement les masses horizontales du Pliocène moyen.

Sur le flanc nord de Denise, les escarpements montrent, sur plusieurs points, la coupe suivante (fig. 59) :

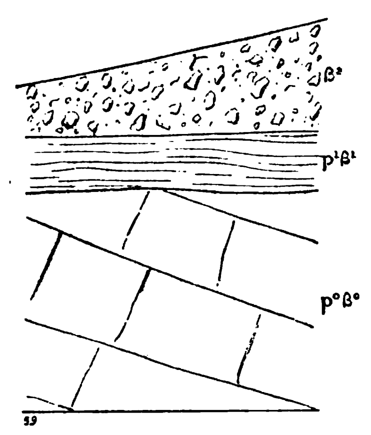


Fig. 59. — Escarpement sur le flanc N. de la montagne de Denise.

Dans cette partie de la montagne, les grandes assises de brèches anciennes ($p^0\beta^0$) plongent vers le nord-ouest. Au-dessus viennent les tufs du Pliocène supérieur ($p^1\beta^1$), avec des pentes variables suivant les points et suivant les inflexions de la surface supérieure des brèches anciennes. Elles sont surmontées par des scories correspondant à une éruption plus récente (β^2).

En labourant, les cultivateurs exhument quelquefois des ossements de Mammifères fossiles enfouis dans ces tufs. Aymard avait recueilli, à La Malouteyre, de belles pièces de Proboscidiens, et notamment une série de molaires d'*Elephas meridionalis* d'un type bien accusé. Ce naturaliste a cité, du même gisement, des Bœufs, des Cerfs et le *Rhinoceros megarhinus*. En dehors de quelques fragments osseux en mauvais état et sans importance, dénotant en effet de grands Ruminants, je n'ai vu, dans sa collection, que de superbes débris d'*Elephas meridionalis*. Je n'ai pas vu de *Rhinoceros*. L'*Elephas meridionalis* suffit d'ailleurs pour nous fixer sur l'âge de ce terrain.

Il est à remarquer que les tufs descendent assez bas dans la vallée de la Borne et plus bas encore dans le vallon de Polignac. A La Malouteyre, ils paraissent intercalés entre deux basaltes. Le basalte inférieur, qui est lui-même postérieur aux brèches anciennes, constitue la partie supérieure du plateau s'étendant depuis Denise jusqu'à Rome. C'est le vrai basalte du Pliocène supérieur, tel que nous le verrons sur d'autres points du bassin du Puy avec les mêmes caractères topographiques. Le basalte qui recouvre les brèches descend dans la vallée à des profondeurs assez considérables et variables suivant les points. C'est un basalte des pentes, qui s'est épanché pendant le creusement de la vallée de la Borne. Je lui ai donné la notation β^2.

Gisement fossilifère de Sainzelles. — D'autres dépôts fossilifères du Pliocène supérieur s'observent à 2 ou 3 kilomètres au nord-ouest de Denise, près du hameau de Sainzelle.

Le gisement (F fig. 60) se trouve à une vingtaine de mètres au sud de la route du Puy à Saint-Paulien, tout près du point 807. Les tufs à ossements sont recouverts par une nappe de basalte (β^1) ; celle-ci est surmontée par une butte de scories, la Garde de Sainzelles ; elle forme des escarpements dans la vallée de la Borne, au-dessus des Estreys. Ce basalte a coulé avant le creusement de la vallée. Il est postérieur aux brèches du volcan de Sainte-Anne, lesquelles ont beaucoup de rapport avec les brèches limburgitiques, tout en étant peut-être un peu plus récentes ($p^1\beta^1$). Les tufs à ossements représentent la continuation des brèches de Sainte-Anne, bien que leur nature pétrographique soit diffé-

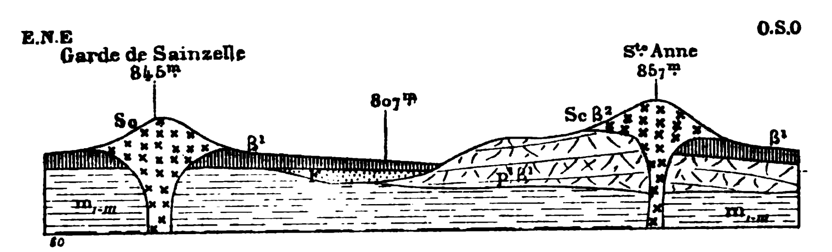


Fig. 60. — Coupe du gisement de Sainzelles et de ses abords.

rente. Tandis que les brèches de Sainte-Anne, dures, compactes, résultent, comme les brèches anciennes de Denise et d'ailleurs, de projections volcaniques non remaniées mécaniquement, les tufs à ossements sont une formation détritique formée aux dépens des brèches. J'ai pu m'en assurer en profitant d'un sondage qu'un habitant du Puy, se guidant sur je ne sais quels principes géologiques, avait fait exécuter en 1888, sur le lieu même où avaient été exhumés les ossements fossiles, et dans le but d'arriver à la découverte de gisements de phosphate de chaux.

Après cette course, Aymard me donna des détails complémentaires sur le gisement. Ces tufs hétérogènes, résultat de la désagrégation des brèches éruptives et du ruissellement, reposaient, en effet, sur les brèches normales. Les tufs à ossements renfermaient des graviers plus ou moins anguleux et de petits cailloux. Il y avait plusieurs lits d'ossements superposés et, comme ces ossements montrent les traces nombreuses de dents de carnassiers, Aymard supposa que ce lieu représentait un ancien repaire de fauves, ce qui est très possible.

En tout cas, ce gisement permet de dater, d'une manière aussi précise que possible, les produits volcaniques de cette petite région et d'étendre aux régions voisines les résultats de ces conclusions.

Voici d'abord la liste, donnée par Aymard, des animaux de Sainzelles [1].

[1] *Ann. Soc. Agricult. Sciences et Arts du Puy*, t. XVIII, p. 51, 1853.

Machairodus Sainzelli, Aym.
Hyæna brevirostris, Aym.
Canis avus, Aym.
Canis hyæneus, Aym.
Elephas, « de grandeur ordinaire ».
Rhinoceros mesotropus, Aym.
Equus pliocenicus, Aym.
Hippopotamus maximus, Aym., « plus grand que l'hippopotame du Val d'Arno. »
Hippopotamus, « de la taille de celui du Val d'Arno. »
Cervus, 5 espèces dont une, le *Cervus elatus*, Aym., de proportions très légères.
Bos, sp.
Antilope.

Aymard n'a pas fait suivre ses dénominations nouvelles de descriptions un peu complètes ni de figures. Dans son *Catalogue*, si exact pour ce qui concerne le Puy-de-Dôme, M. Pomel a commis un certain nombre d'erreurs à propos des fossiles du Velay. qu'il n'avait probablement pas étudiés d'aussi près, de sorte que les noms qui précèdent ne fournissent pas beaucoup de renseignements pour comparer la faune de Sainzelles avec les faunes similaires des autres pays.

Voici maintenant le résultat de mes déterminations :

Le *Machairodus Sainzelli*, Aym.,qui a été rapporté au *M. latidens* par Gervais, se rapproche plutôt d'une espèce du Val d'Arno décrite récemment par M. Fabrini sous le nom de *Machairodus crenatidens* [1].

L'*Hyæna brevirostris* est une excellente espèce, différente de la *Hyæna Perrieri*, quoique du même type, Croiz. et Job. Une forme voisine se retrouve également au Val d'Arno, où M. Wheithofer [2], infirmant sans raison les renseignements très exacts donnés par M. Gaudry [3], a créé pour elle le nom d'*Hyæna robusta*.

Je n'ai vu, dans la collection Aymard, qu'une seule espèce de *Canis*, remarquable par certains caractères, notamment par l'absence d'une seconde tuberculeuse [4], et qui diffère des espèces pliocènes décrites jusqu'à ce jour.

Les ossements d'Eléphants m'ont paru devoir être rapportés à l'*Elephas meridionalis*. On n'a pas trouvé de pièces dentaires.

Le *Rhinoceros mesotropus*, Aymard est le *Rhinoceros etruscus*, Falc. Il y a identité parfaite. Une belle portion de crâne, faisant partie de la collection Pichot-Dumazel et munie de toutes les dents aux deux mâchoires supérieures, possède la cloison nasale caractéristique de cette espèce, la même que celle des sables à Mastodontes.

[1] *Bull. Com. geol. ital.* Série III, vol. I, nos 5 et 6.
[2] *Denkschr. der Math. — Naturw. Classe der Kais. Akad. d. Wiss. Wien.* LV Band., 1889.
[3] A. Gaudry. Animaux fossiles du Mont Léberon, (p. 18).
[4] M. Boule. Les prédécesseurs de nos Canidés (*Comptes rendus Ac. des sciences*, 28 janvier 1889).

L'Equus pliocenicus Aym., n'est autre chose que l'*Equus Stenonis*. C'est exactement la forme de l'*Equus* du Val d'Arno et des sables à Mastodontes du Puy.

Je n'ai vu, en fait d'Hippopotame, qu'un métatarsien médian et une prémolaire. Ces deux échantillons ne sauraient représenter deux espèces et je ne vois aucune raison de les séparer de l'*Hippopotamus* pliocène auquel on donne le nom d'*H. major*.

Les débris de Cerfs sont en trop mauvais état ou trop incomplets pour permettre une détermination précise. Les espèces paraissent être différentes de celles des sables à Mastodontes. Il m'a semblé pourtant reconnaître le *Cervus pardinensis* Cr. et Job. Une autre espèce atteignait la taille du Cerf élaphe. Le *Bos* est le *Bos elatus*, Cr. et Job. parfaitement caractérisé.

Je n'ai pas vu d'Antilope. Il est probable qu'Aymard aura déterminé de cette manière quelques canons de *Bos elatus*, aux proportions plus faibles.

Je dois encore mentionner une pièce dont ne parle pas Aymard, à moins qu'elle ne représente sa seconde espèce de *Canis*. C'est une mandibule de *Felis*, d'espèce plus petite que celles de Perrier appelées *F. brevirostris* et *F. issiodorensis*, et très voisine d'une forme du Val d'Arno, dont le moulage se trouve dans les collections du Muséum ; elle dénote une forme du groupe des Lynx.

La faune de Sainzelles, ainsi rectifiée, est la suivante :

Machairodus Sainzelli, Aym [1].
Hyæna brevirostris, Aym.
Felis, sp.
Canis, sp.
Elephas meridionalis, Nesti.
Rhinoceros etruscus, Falc.
Equus Stenonis, Cocchi.
Hippopotamus major, Cuv.
Cervus pardinensis, Croiz. et Job.
Cervus, sp.
Cervus, sp.
Bos elatus, Croiz. et Job.

Quelques espèces de cette faune appartiennent également à la faune des sables à Mastodontes. Telles sont : *Rhinoceros etruscus*, *Equus Stenonis*, *Cervus pardinensis*, *Bos elatus*. Mais la présence d'*Elephas meridionalis*, concordant avec l'absence de *Mastodon arvernensis*, *M. Borsoni*, *Tapirus arvenensis*, lui donnent une physionomie plus récente, et la font entrer dans le Pliocène supérieur, tel qu'il est compris par la plupart des auteurs et tel que l'admet le Service de la Carte géologique de France [2].

[1] Je crois utile de conserver ici les noms donnés par Aymard quand ils s'appliquent à des espèces nouvelles, ces noms étant en circulation dans la science depuis longtemps.

[2] Aymard avait cru pouvoir proclamer, dans ses premières publications, la coexistence des Eléphants et des Mastodontes. Plus tard il est revenu sur cette opinion, basée sur l'examen d'os peu caractéristiques. Il m'a souvent affirmé que jamais les Eléphants n'avaient été trouvés

Comme le basalte de Sainzelles, coupé par la vallée de la Borne, repose sur les dépôts à ossements et comme, d'un autre côté, la faune pléistocène se trouve au fond de cette même vallée, ce basalte est nettement du Pliocène supérieur.

Plateaux basaltiques du Pliocène supérieur. — Le plateau de Sainzelles se continue vers le nord, par dessous les coulées quaternaires de Saint-Vidal et de Chazeaux, avec les plateaux de Nolhac et des environs de Saint-Paulien. Ceux-ci étaient autrefois réunis aux basaltes des envions de Borne et de La Roche-Lambert, qui reposent sur les sables jaunes du Pliocène moyen. Tous ces basaltes sont donc également du Pliocène supérieur. Ils se développent, vers l'ouest, sur de grandes étendues, dépendant de la chaîne du Velay.

De l'autre côté de la vallée de la Borne, et sensiblement à la même hauteur, se trouvent les plateaux basaltiques de Farreyroles, Senilhac et Ceyssac, lesquels se relient sans interruptions à ceux du Croustet, à la Garde d'Eycenac, à la Garde de Taulhac. La fig. 3 de la pl. X montre l'allure régulière et parfaitement horizontale de ces nappes basaltiques, qui reposent sur les alluvions, les brèches et les basaltes du Pliocène moyen. En continuant vers l'est, et sans quitter ces basaltes, nous trouvons les plateaux d'Ours, de Mons, qui dominent la vallée de la Loire ; au-delà, la vaste table appelée La Chaux de Fay sert de liaison entre ces plateaux et celui de Rome et de la Malouteyre d'où nous sommes partis.

La ville du Puy se trouve donc entourée, de tous les côtés, par des plateaux couronnés de basaltes du Pliocène supérieur, dont les escarpements dessinent des lignes horizontales d'une altitude moyenne et uniforme de 800 mètres, se raccordant entre elles admirablement. Les panoramas des environs du Puy publiés par Bertrand de Doue, Poulett-Scrope et le croquis fig. 61 reproduisent assez bien la physionomie très spéciale donnée aux formes du terrain par cette disposition des plateaux basaltiques. Il est évident que les éruptions basaltiques ont fini par niveler complètement, au Pliocène supérieur, cet ancien *creux du Puy* que les alluvions et les éruptions du Pliocène moyen avaient en partie comblé. C'est à travers tout cet ensemble que les eaux ont ensuite creusé les vallées actuelles.

Sur certains points, les basaltes des plateaux des environs du Puy reposent sur des cailloux roulés qui se distinguent facilement, par plusieurs caractères, des alluvions à Mastodontes. Ils sont peu ferrugineux ; le sable qui les enveloppe est gris plutôt que jaune, et ils sont beaucoup plus volumineux. La différence est très considérable. Je n'ai jamais vu les éléments du Pliocène moyen dépasser la grosseur du poing. Dans les alluvions du Pliocène supérieur, les blocs bien roulés, atteignant et dépassant 50 centimètres, sont nombreux. Les éléments phonolitiques eux-mêmes, qui viennent de très loin, sont parfois d'un volume considérable. Ces cailloux roulés s'observent au sommet des plateaux, sous le

dans les gisements à Mastodontes et réciproquement. Je n'ai rien vu, dans les collections, qui soit de nature à infirmer ce dernier fait.

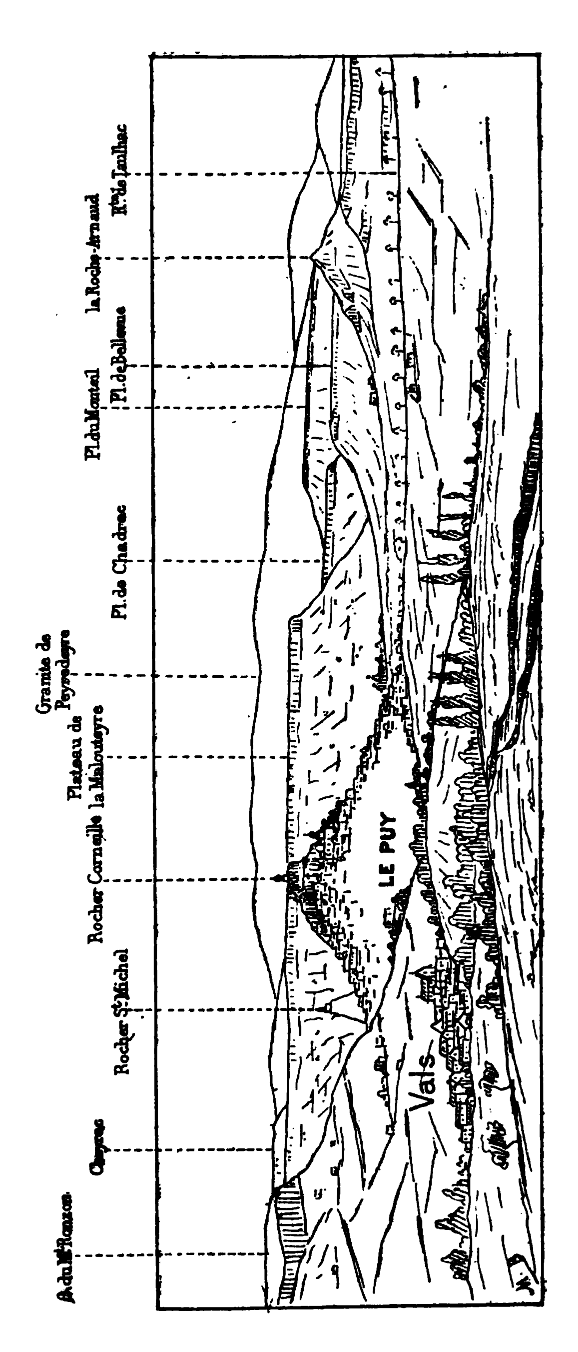


Fig. 61. — Croquis des plateaux basaltiques des environs du Puy, pris du chemin de Vals à Chaponnade, au-dessus du point 783 de la carte de l'État-Major.

basalte, comme dans la partie supérieure du ravin de Clary (à l'est de Ceyssac). Ailleurs ils recouvrent le basalte, comme à Mons, à 150 mètres au-dessus de la Loire. Près de Pranlary, l'on a trouvé une dent d'*Elephas meridionalis* (?) dans une alluvion située au-dessous du basalte du sommet du plateau [1].

Ces alluvions ne peuvent se différencier que par leur position topographique de formations analogues conservées à divers niveaux, sur le flanc des vallées, par des coulées pléistocènes.

Elles accusent un régime hydrographique tout différent du régime des alluvions à Mastodontes : des cours d'eau beaucoup moins larges, mais plus impétueux. Le creusement des vallées de cette région, jusqu'à leur profondeur actuelle, fut effectué très rapidement, comme nous le verrons tout à l'heure.

Aux environs du Puy, comme dans les autres régions basaltiques, quelques masses éruptives se laissent difficilement classer dans telle ou telle époque. En les figurant sur la carte au 1/80.000, j'ai rapporté ces masses, dont la détermination est douteuse, au Pliocène supérieur.

Telles sont les montagnes de Doue, Brunelet, Saint-Maurice, Bouzols, Peynastre, Peylenc, etc., dont les formes massives et irrégulières tiennent probablement à ce qu'elles représentent des parties très épaisses d'anciennes coulées ; peut-être quelques-unes d'entre elles correspondent même à des points de sortie et ne sont autre chose que des culots déchaussés par l'érosion. Dans ce cas, comme à Brunelet, ce sont des pics aigus, identiques aux *necks* des Iles-Britanniques; le basalte est alors entouré d'une auréole de tufs ayant bien des rapports avec certaines pépérites de la Limagne. A Brunelet, ces tufs sont coupés par des filonnets de basalte, et, comme dans la Limagne, on ne les observe guère que là où se trouvent les argiles et les marnes oligocènes. Je me contente de signaler ce rapprochement sans y insister, car je n'ai aucune opinion sur l'origine exacte de ces tufs.

On peut aussi rapporter, avec quelque vraisemblable, au β^1, le fameux dyke de La Roche rouge.

Je donnerai quelques renseignements pétrographiques sur les basaltes du Pliocène supérieur quand je parlerai de la chaîne du Velay.

4. PLÉISTOCÈNE INFÉRIEUR

Basalte des pentes (β^2). — Les éruptions basaltiques ont continué, aux environs du Puy, pendant toute la durée du Pliocène supérieur et pendant le commencement du Pléistocène. En même temps que s'effectuait le creusement des vallées de la Loire et de ses affluents, les coulées de lave marquaient les diverses étapes de ce creusement en formant, à diverses hauteurs au-dessus du thalweg actuel, des sortes de plate-formes ou terrasses. Les coulées reposent générale-

[1] Cette dent appartient à M. Moullade, pharmacien au Puy

ment sur des cailloux roulés représentant le lit des cours d'eau de l'époque. Ces *basaltes des pentes* sont très répandus aux environs du Puy. Comme nous le verrons en nous occupant du gisement de Mammifères fossiles de Solilhac, on pourrait aussi bien les laisser dans le Pliocène supérieur que les ranger dans le Pléistocène. Mais il est bien difficile de trouver des séparations nettes dans une région dont l'histoire géologique est aussi continue que celle des environs du Puy. En traitant de ces basaltes à propos du Pléistocène, je n'altère pas l'ordre de succession des évènements, et c'est l'important. Les lecteurs, une fois informés, restent libres de placer les accolades à leur manière.

Nous avons vu que l'altitude des basaltes du début du Pliocène supérieur se tient, aux abords du Puy, au voisinage de 800 mètres. Les plateaux ou les terrasses formés par les basaltes des pentes sont à des altitudes inférieures assez variables.

Les petits plateaux de Ronzon et des Capucins, autrefois continus, sont à 710 et 720 mètres, c'est-à-dire à 50 mètres en contre-bas des fronts du basalte pliocène supérieur voisin.

Les basaltes du flanc gauche de la vallée de la Borne forment un placage descendant jusqu'à la cote 660. Les plateaux de Chadrac et de Montredon sont à 640 et 650 mètres. Les basaltes reposent ici sur une couche de gros cailloux roulés ayant plusieurs mètres d'épaisseur.

Le basalte de la Roche-Arnaud et de Flory forme aussi une nappe s'étalant à 80 ou 100 mètres en contre-bas du plateau d'Ours-Mons, qui est du Pliocène supérieur.

En s'éloignant du Puy, l'on trouve d'autres exemples. Vers le nord-ouest, j'ai à signaler la coulée partant de Sainte-Anne et aboutissant au village de Bilhac. Cette coulée est en placage contre les brèches anciennes et les sables jaunes pliocènes. Elle est formée par un basalte riche en petits cristaux de pyroxène.

Une coulée semblable, se rattachant également à un petit cône éruptif, se trouve à un kilom. et demi au nord de la première ; elle se termine par un petit plateau près de Communac.

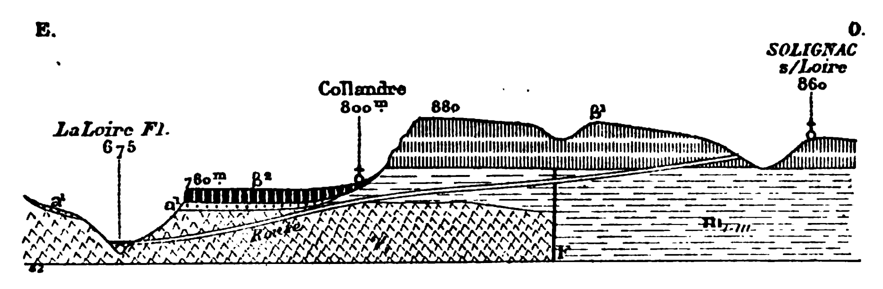


Fig. 62. — Basalte pliocène et basalte quaternaire de Collandre.

Dans la vallée de la Loire, les coulées de basalte des pentes sont assez répandues.

Le plus bel exemple est fourni par les basaltes de La Beaume et de Collandre, qui forment, le long de la Loire, une belle plate-forme horizontale de 3 kilomètres de longueur sur 1 kilomètre de largeur, à plus de 100 mètres en contre-bas des plateaux voisins et à 80 mètres au-dessus du fleuve actuel. La coupe fig. 62 montre cette disposition. La route de Solignac permet de s'assurer que ce basalte est relativement récent.qu'il ne passe pas sous le basalte du plateau. En quittant la Loire,on marche d'abord sur le granite à pinite; puis on voit le basalte β^2 reposer sur le granite, par l'intermédiaire d'une assise de gravier avec cailloux roulés de 50^{cm} de diamètre. Les argiles sableuses oligocènes apparaissent un peu plus loin sur le granite et on arrive ensuite au basalte supérieur β^1.

De l'autre côté de la Loire, les montagnes d'Archinaud offrent une association, très difficile à démêler, des basaltes du Pliocène supérieur et des basaltes des pentes. Certaines coulées arrivent assez près du lit de la Loire. Toute cette région est couverte d'éboulis formidables. Des quartiers énormes, des masses considérables de basalte, mal retenues par le substratum des argiles oligocènes, se sont détachées des sommets de la montagne et encombrent les bas-fonds. Cela rend toute étude stratigraphique impossible.

Près de Coubon, le Mont-Jonet paraît être un petit volcan greffé sur le plateau pliocène d'Ours-Mons. Il a produit de grands amas de scories et quelques flots de lave qui sont arrivés très bas sur le flanc de la vallée.

Ces basaltes des pentes ont les mêmes caractères pétrographiques que les basaltes des plateaux du Pliocène supérieur. Comme ces derniers, ils sont généralement bleuâtres, rudes au toucher, très cristallins ; ils renferment beaucoup de péridot, soit en grains isolés, soit en nodules. Les cristaux de pyroxène y sont fréquents.

Gisement fossilifère de Solilhac et traces d'une époque glaciaire dans le Velay. — Le gisement fossilifère de Solilhac va nous permettre de soulever quelques problèmes intéressants et de fixer, avec la plus grande précision, l'âge du basalte des pentes.

Solilhac est une ferme de la commune de Blanzac, située au nord-ouest du Puy. Cette ferme est entourée de dépôts détritiques connus dans la science, grâce aux recherches d'un naturaliste du Puy, Félix Robert[1], dont la maison de campagne était située dans le voisinage immédiat, à Cussac. Les dépôts en question encombrent les parois et le fond d'un demi cirque de 1 kilom. de diamètre environ. Ce cirque est formé par la côte de l'Oulette et le Mont-Courant. Les ruisseaux ont creusé des ravines qui permettent l'étude du terrain. Ainsi que le montre le croquis (fig. 2 pl. IX), fait d'après un panorama photographique, la structure géologique de la région est des plus simples : elle ne comprend que le terrain oligocène surmonté par un basalte, que nous avons déterminé, dans le chapitre précédent, comme étant du Pliocène moyen.C'est sur ce plateau basaltique que se trouvent les gisements de Mammifères de Vialette et de Ceyssaguet.

[1] F. Robert. Mémoire sur les ossements fossiles des environs de Cussac, commune de Polignac (Haute-Loire). *Ann. Soc. Agr. du Puy*, 1829.

Les dépôts quaternaires de Solilhac ne sont qu'un placage revêtant les parois et le fond du cirque creusé dans le basalte ancien et les marnes oligocènes. Ces dépôts arrivent jusqu'au fond du vallon. Des lambeaux épars sur d'autres points, au bas de l'Oulette, à Roche-Limagne, prouvent que ce placage avait autrefois une étendue bien plus considérable.

Les dépôts reposent sur les argiles et les marnes oligocènes ; leur base est formée par des argiles limoneuses ou sableuses,grises,micacées, surmontées de sables composés de débris quartzeux et de débris volcaniques.

On n'observe les argiles limoneuses que dans les parties inférieures du cirque. F. Robert y a trouvé des squelettes complets de divers animaux, notamment de Cerfs et de Bœufs.

Au-dessus de ces couches, et formant la grande masse du placage, vient un terrain composé de sables, de graviers, avec une multitude de blocs anguleux de toutes grosseurs et pouvant dépasser un mètre cube. Beaucoup de ces blocs sont basaltiques ; le granite est également très répandu, aussi bien en menus détritus qu'en cailloux volumineux. Ce terrain présente parfois une stratification assez nette et, dans ce cas, on voit de petites couches de projections volcaniques remaniées et intercalées dans la masse plus hétérogène.

On trouve aussi des ossements dans cette partie des dépôts de Solilhac ; mais ils sont épars et généralement brisés, fragmentés. Des fouilles seraient infructueuses ; après les pluies d'orage et au printemps, on voit des débris osseux affleurer sur les coupes fraîches des ravines.

L'origine de cette ancienne formation est très difficile à préciser. Les géologues du Puy, Aymard, F. Robert, ainsi que Tournaire, l'ont regardée comme le produit d'éruptions boueuses. Cette hypothèse ne soutient pas l'examen. Elle n'explique ni la composition, ni les caractères physiques, ni les dispositions topographiques du dépôt.

M. Julien [1] prétend avoir reconnu son origine glaciaire. Décrivant le gisement de Solilhac, ce géologue s'exprime ainsi :

« Une puissante nappe de basalte ancien, patinée, décomposée, escortée de pouzzolanes basaltiques, et surmontée d'un cône de scories modernes, repose sur les couches de marnes et argiles sans fossiles. Un lambeau morainique est adossé à ce plateau. Ce lambeau, pris pour un reste de coulée boueuse par Félix Robert et Tournaire, a été colorié comme tel sur la Carte géologique de la Haute-Loire publiée il y a peu d'années par ce dernier savant. Ce beau débris morainique est en relation de contact avec une cône de déjection aqueuse formé à l'époque du retrait des glaciers pliocènes.

« C'est dans les sables étalés à la base de ce cône, dans le charmant vallon de Solilhac, creusé dans la moraine partielle enlevée, que gît la faune à *El. meridionalis*, si heureusement exhumée, dès 1833, par F. Robert. Cette moraine est formée de fragments de basalte et de paquets énormes de sables basaltiques, mêlés à des blocs de granite, de gneiss et de pegmatite ; mais on y chercherait

[1] Annuaire du Club alpin, 1886, p. 602.

vainement les bombes, les scories et les lapillis si rouges et si frais du cône de Tarsou qui coiffe la nappe basaltique ; on ne les voit qu'à la surface du cône diluvien. Que lisons-nous cependant sur la carte géologique de Tournaire? Basalte ancien, cône supérieur et plus moderne de scories fraîches, tout est indiqué comme contemporain. Le fragment de moraine, y compris le cône diluvien, est colorié comme coulée boueuse ; le cône d'éruption supérieur est signalé comme étant celui du basalte ! »

En relevant les erreurs de Tournaire, M. Julien en commet une plus grave. Le cône de scories de Tarsou est loin de représenter un volcan moderne. Il date, comme son voisin le cône de Ceyssaguet, du Pliocène moyen et il se rattache bien à la sortie du basalte du plateau sur lequel il repose. Contrairement à l'assertion exprimée par M. Julien, les dépôts détritiques de Solilhac renferment des scories basaltiques qu'il est impossible de distinguer des scories du volcan de Tarsou.

Que certaines parties des brèches de Solilhac évoquent, au premier abord, l'idée de moraines, cela est incontestable. Mais cette hypothèse n'est appuyée que par la grosseur des éléments et cela ne paraît pas suffisant pour arriver à la conviction que M. Julien exprime sans aucune hésitation [1].

Les dépôts de Solilhac sont loin d'offrir tous les traits caractéristiques des moraines glaciaires. Les éléments sont disposés en couches stratifiées ; je n'y ai pas trouvé de cailloux striés ; la boue glaciaire est absente et les formes du terrain sont différentes de celles qui caractérisent le paysage glaciaire. Enfin, l'on ne voit pas d'où aurait pu venir le glacier édificateur d'une pareille moraine. Il n'y a, en amont, ni montagnes d'altitude suffisante, ni cirques de réception capables de retenir les neiges et de leur permettre de se convertir en névés. Si ces dépôts se rattachent à une époque glaciaire, c'est d'une manière indirecte. J'ai tout lieu de croire que le petit bassin de Blanzac a été converti, vers la fin du Pliocène ou au commencement du Pléistocène, en une sorte de lac produit par un barrage basaltique, dont les traces se voient près de Chanceaux, dans le défilé que suit le ruisseau de Blanzac pour aller se jeter dans la Loire. Les eaux sauvages, descendant des hauteurs basaltiques et primitives des environs de Saint-Paulien et de Saint-Geneys ou provenant de la fonte des neiges ont entraîné dans ce petit bassin, ou lac temporaire, des matériaux de toutes grosseurs, lesquels se sont déposés en placage à la surface de l'Oligocène. Ces matériaux se sont accrus de tous les produits de désagrégation des plateaux environnants et ont formé de petits cônes de déjections à l'entrée de tous les ravins. Plus

[1] M. Julien affirme également, en s'appuyant sur des observations inédites de M. Munier-Chalmas, que les brèches andésitiques de la vallée de la Cère, dans le Cantal, sont des moraines du Pliocène supérieur. Cette étrange assertion a été exprimée en opposition aux vues de tous les géologues qui se sont occupés du Cantal et notamment de MM. Fouqué et Rames. Elle repose sur une interprétation erronée d'observations intéressantes de M. Munier-Chalmas, observations qui ne portent pas sur les brèches éruptives constituant « les puissantes falaises de la vallée de la Cère », mais qui sont seulement relatives à certaines brèches des environs d'Aurillac (Puy-Courny, Carlat), où les cinérites se trouvent en blocs charriés.

tard, quand le bassin s'est vidé, les eaux ont enlevé en grande partie les premiers dépôts. Les témoins qui restent encore ont dû leur conservation à leur position privilégiée dans des plis du terrain, tels que le demi-cirque de Solilhac.

Si l'on m'objecte que le transport des blocs métriques ne peut s'expliquer de cette façon, je répondrai par des exemples tirés de l'observation des phénomènes actuels. Quelques jours après les grandes inondations de l'Ardèche et de ses affluents, j'ai pu me convaincre que les eaux de certains torrents, insignifiants en temps ordinaire, sont capables de produire, à un moment donné, après des orages, ou à la suite de la fusion des neiges, des effets dynamiques supérieurs à ceux dont témoignent les dépôts à grands blocs de Solilhac.

Cette formation me fournit l'occasion de dire un mot des époques glaciaires dans le Velay.

M. Tardy[1] a cru reconnaître des moraines près de Langeac, dans la vallée de l'Allier et en amont d'Espaly, dans la vallée de la Borne.

M. Torcapel[2] a expliqué les amas de blocs qui encombrent la base des pics et des montagnes phonolitiques par un transport glaciaire.

Enfin, Aymard[3] a attribué une origine analogue aux blocs de phonolite du plateau de Montvert, près de Montusclat, et à des blocs de basalte des environs de Coubon.

Après examen de ces diverses localités, je ne crois pas que la théorie glaciaire s'impose pour aucune d'elles. Je crois, par exemple, que les amas de blocs phonolitiques sont, dans certains cas, de simples produits d'éboulements et dans d'autres cas, comme à Montvert, les derniers restes de coulées phonolitiques démantelées.

D'ailleurs, les formes topographiques des montagnes du Velay se prêtent mal à la formation et à l'entretien des glaciers. Ce ne sont que pitons isolés, sur des plateaux à peine sillonnés de ravins peu profonds. De plus, malgré l'élévation assez considérable de certains de ces pics, l'altitude moyenne des massifs n'est pas élevée.

Je ne voudrais pourtant pas être trop affirmatif. Je dois dire que j'ai recueilli des cailloux striés dans les alluvions pliocènes de la Pépinière, au-dessus de Cussac, dans la vallée de la Loire. Il est difficile de prouver que ces stries ont été produites par la glace.

Je crois que des moraines pourraient exister dans quelques vallées du versant du Rhône, la vallée de Rimande, par exemple. Là se trouvent des cirques, comme celui des Boutières, qui étaient bien disposés pour concentrer les neiges pléistocènes et permettre leur transformation en névés. Je n'ai pas poussé mes explorations assez loin, dans cette direction, pour savoir si ces moraines existent réellement.

En résumé, je ne connais, dans le Velay, aucune formation détritique qui

[1] *Bull. soc. géol.* 2e série. t XXVI, p, 1178.
[2] *Id.*, 3e série, t. VI, p. 606.
[3] Le Préhistorique dans la Haute-Loire, in-8°, Le Puy, 1888.

offre les divers caractères accompagnant partout les véritables produits glaciaires.

Les époques glaciaires n'ont pas moins joué leur rôle dans cette province. Si des glaciers permanents n'ont pu s'établir, les grands amas de neige de l'hiver devaient fondre au printemps et produire des effets d'érosion ou de transport très considérables. Ainsi pouvait se former un terrain erratique spécial auquel Lecoq, après avoir admirablement étudié ces phénomènes, donnait le nom de *terrain névéen*. Je crois qu'il serait bon de retenir cette expression pour l'appliquer à un grand nombre de terrains d'atterrissements pléistocènes, dans des pays montagneux de faible altitude, ou dont les formes orographiques ne se prêtent pas à l'hypothèse de grands glaciers, en dehors de constatations positives.

Mammifères fossiles de Solilhac. — Je reviens au gisement de Solilhac pour donner la liste des espèces fossiles qu'on y a trouvées. Cette liste est établie d'après la collection F. Robert, au musée du Puy et d'après la collection Aymard.

Elephas cf. *meridionalis*, Nesti.
Rhinoceros Merckii, Kaup.
Equus caballus, L.
Hippopotamus amphibius, L.
Cervus elaphus. L.
Cervus intermedius, M. Serres.
Cervus Solilhacus, F. Robert.
Cervus, sp.
Cervus (*Dama*) *somonensis*, Desm.
Cervus (*Dama*) *megaceros*, Hartm.
Capra ou *Ibex*, sp.
Bison priscus, Boj.
Hyœna, sp.
Arvicola cf. *Nageri*, Schinz.
Arvicola, sp.
Lacerta cf. *viridis*, L.

L'Eléphant de Solilhac a ses molaires différentes des molaires de l'*Elephas meridionalis* de la Malouteyre. Elles sont larges comme dans cette dernière espèce, tandis que les lames d émail rappellent plutôt les dent d'*Elephas antiquus*.

On observe quelque chose d'analogue en Angleterre, où l'*Elephas meridionalis* du Crag, comme celui de la Malouteyre, est à émail très épais, à lames larges, écartées, tandis que l'*E. meridionalis* du *Forest-bed* est à émail moins épais et à lames moins larges. D'après des notes de voyage que M. Gaudry a bien voulu me communiquer, il y avait, dans la belle collection d'ossements du *Forest-bed* du Rev. Gunn, à Irsthead, des dents d'un Proboscidien présentant les mêmes caractères que celles de Solilhac, c'est-à-dire aussi développées en largeur que

dans l'*Elephas meridionalis*, mais ayant des lamelles plus nombreuses, à émail moins épais, comme dans l'*Elephas antiquus*.

Le *Rhinoceros Merckii* de Solilhac est identique à l'espèce du Pléistocène du bassin de Paris. Il a été rapporté par M. Aymard successivement au *Rhinoceros tichorhinus* et au *Rhinoceros mesotropus*, Aym.; par Robert, au *Rhinoceros tichorhinus*; par M. Depéret, au *Rhinoceros leptorhinus*.

L'*Equus* de Solilhac est un *E. caballus* de forte taille.

Les Cerfs sont très nombreux dans ce gisement et ont fourni un très grand nombre de débris. Malheureusement, ces débris ont été en partie dispersés, mélangés; il m'a été souvent impossible de retrouver les connexions anatomiques de fragments osseux recueillis depuis de longues années. Certains paraissent représenter une ou deux espèces inédites. Les autres se rapportent à des formes déjà connues, comme le *Cervus somonensis* du Pléistocène du bassin de Paris. Le *Cervus elaphus* est très fréquent. Le *Cervus intermedius* répond probablement à certains bois d'individus de la même espèce. Le *Cervus Solilhacus* est une belle et grande forme décrite et figurée par F. Robert, en 1829. M. Moullade[1] a fait connaître, sous le nom de *Cervus dama priscus*, un bois gigantesque qui peut, je crois, se rapporter au *Cervus megaceros*, les bois de cette espèce étant très polymorphes.

Quand on compare la faune de Cervidés de Solilhac avec celle du *Forest-bed* anglais, si bien décrite par M. Dawkins, on est étonné de trouver de grandes différences et de constater l'absence, en Auvergne, des belles espèces d'Angleterre.

F. Robert a rapporté à une Antilope ou à un petit Bœuf quelques pièces osseuses qui dénotent une Chèvre ou un Bouquetin de grande taille.

Les ossements de Bovidés sont très nombreux. Je crois pouvoir affirmer la présence du *Bison priscus*. Avec cette espèce, ont pu vivre des individus du genre *Bos*.

Je n'ai rien à dire de particulier sur les autres espèces comprises dans la liste ci-dessus.

La présence de l'*Elephas meridionalis*, ou d'une forme très voisine, a fait ranger la faune de Solilhac dans le Pliocène supérieur. En réalité, nous avons affaire ici à une faune de passage intermédiaire entre celle du Pliocène supérieur de La Malouteyre, de Sainzelles, etc., et celle des alluvions anciennes du bassin de Paris. C'est même de cette dernière que la faune de Solilhac se rapproche le plus, la plupart des espèces étant en commun.

Une autre raison m'a conduit à ranger le gisement de Solilhac dans le Pléistocène; c'est la position des dépôts qui vont jusqu'au fond de la vallée. Ce fait est très important. La faune de Sainzelles, immédiatement antérieure au creusement des vallées, la faune de La Malouteyre, contemporaine de ce creusement et la faune de Solilhac, qui gît près des thalwegs actuels, renferment toutes l'*Elephas meridionalis*. Le travail d'érosion, auquel est dû la topographie

[1] *Société agricole et scientif. de la Haute-Loire*, t. IV, 1887.

actuelle de la région, a donc été entièrement effectué pendant le Pliocène supérieur.

Les différences présentées par les faunes de Sainzelles et de Solilhac expriment les changements biologiques qui correspondent à la durée du creusement des vallées actuelles aux environs du Puy. Ces différences ne sont pas très considérables, bien qu'elles représentent un laps de temps à coup sûr très important. Elles nous donnent donc, une fois de plus, une idée grandiose de la durée des temps géologiques.

Enfin, nous arrivons à la conclusion que les basaltes des pentes appartiennent à cette époque de transition du Pliocène supérieur au Pléistocène, et qu'il est aussi arbitraire de les ranger dans l'un de ces étages géologiques que dans l'autre. Pour parler plus exactement, les plus anciens sont pliocènes, les plus récents sont pléistocènes.

Basaltes du fond des vallées (β^3).— Ils se relient, en effet, insensiblement aux basaltes encombrant le fond des vallées actuelles.

L'exemple le plus connu, parmi ces derniers, est le basalte qui forme les Orgues d'Espaly ou de la Croix-de-Paille (fig. 51, 52 et pl. V) Cette coulée prend naissance à l'Ermitage. Elle se dégage peu à peu des scories qui couronnent la montagne de Denise et descend jusqu'au fond de la vallée, qu'elle traverse pour aller se terminer sur le rocher de brèches et de tufs de l'Arbousset. Le cône de scories, qu'on peut regarder comme contemporain du basalte de la Croix-de-Paille, repose sur les tufs à *Elephas meridionalis* de la Malouteyre. La cheminée volcanique est visible dans les escarpements situés à l'ouest de la montagne. Là (voy. photog., pl. VII) les brèches anciennes $p^0\beta^0$ et les tufs du Pliocène supérieur $p^1\beta^1$ sont coupés comme à l'emporte-pièce. Ils forment une muraille verticale correspondant à la paroi de la cheminée ; celle-ci est remplie de scories noires faiblement agglutinées et de bombes volcaniques, avec des enclaves gneissiques. Les scories sont activement exploitées dans des carrières situées près du sommet du cône. Sur le flanc oriental, la montagne de Denise présente une dépression en arc de cercle, toute remplie de produits analogues, et qui paraît représenter les traces d'un cratère égueulé, conformément aux idées exprimées par plusieurs géologues.

Un autre bel exemple de basaltes pléistocènes se trouve dans la vallée de la Borne, à 7 ou 8 kilomètres en amont de Denise. Près de Saint-Vidal, la rivière traverse, sur une longueur de 800 mètres environ, un étroit défilé creusé dans un massif basaltique. A sa partie supérieure, le basalte se transforme en une coulée scoriacée, que l'on peut remonter en passant par le hameau de Lacussol et rattacher, de cette manière, au cône de scories dominant le village de Chazeaux. Le basalte compacte se poursuit sur la rive gauche de la Borne jusque près du village de ce nom, et il arrive souvent très près du lit de la rivière. Il a comblé un ancien lit de la Borne, situé à l'est du lit actuel ; cette rivière a reconstitué son thalweg à côté de l'ancien, le long de la coulée, dans les argiles



Phototypie *BELLOTTI, Saint-Etienne.*

VUE PRISE AU CRATÈRE DE DENISE

oligo
creus
Du
Puy,
déjà
Pl
com
Au
fait
E
cen
au
Ce
bas
I
N.
acc
de
mi
pa
Le
er

en
de

dar
(fig
et p
brè
de
A
salt
a be
sup
rich

oligocènes. Au niveau de Saint-Vidal, elle a attaqué la coulée elle-même et creusé, dans sa masse, le sauvage défilé qui fait l'admiration des touristes.

Du côté de la vallée de la Loire, nous trouvons d'abord, en nous éloignant du Puy, les coulées scoriacées qui descendent du Mont-Jonet vers Coubon. Je les ai déjà citées en parlant du basalte des pentes.

Plus loin, en remontant le ruisseau de Laussonne, le fond du ravin est encombré, par places, de tufs de projections et de roches basaltiques compactes. Au Clauzel et à la Terrasse, se trouve une coulée scoriacée ressemblant tout-à-fait, d'après M. Fouqué, qui l'a visitée avec moi, à une coulée de l'Etna.

Enfin, dans la vallée même de la Loire, à Goudet, une coulée basaltique, descendant du ravin de l'Holme, vient former un escarpement avec de beaux prismes au bord même du fleuve, à 5 ou 6 mètres au-dessus du niveau moyen des eaux. Ce basalte repose sur des cailloux roulés. C'est un des plus beaux exemples de basalte du fond des vallées que l'on puisse observer dans la Haute-Loire.

Il est à remarquer que tous ces basaltes sont disposés suivant une traînée N. O.-S. E., parallèle à la Chaîne du Velay, et à un grand nombre d'autres accidents et de failles. Ces points éruptifs jalonnent probablement un système de fractures, les dernières qui aient servi de passage aux matières volcaniques.

Malgré leur position au fond des vallées, toutes ces coulées paraissent, au premier coup d'œil, plus anciennes que celles qui suivent, avec fidélité et sur un long parcours, les vallées de l'Auvergne et du Vivarais. Elles sont plus morcelées. Les parties scoriacées ont en grande partie disparu. Cette supposition est enfin confirmée par les données paléontologiques.

5. PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR

Atterrissements et faune pléistocène des Rivaux. — Nous avons, en effet, les moyens de déterminer avec précision l'âge du basalte de la Croix-de-Paille.

Au lieu dit Les Rivaux, la Borne coule au pied d'un escarpement pratiqué dans une sorte de cône de déjection formé aux dépens de la coulée basaltique (fig. 63). L'escarpement montre, à la base, une brèche formée de blocs, grands et petits, de basalte prismatique, sans intercalation de parties terreuses. Cette brèche est très solide; les vides laissés entre les blocs anguleux sont tapissés de calcite.

Au-dessus vient une terre sableuse, quartzeuse, avec quelques cailloux basaltiques anguleux et présentant une stratification assez nette. Vers le haut, il y a beaucoup de scories remaniées, brisées, et de blocs basaltiques. A la partie supérieure, vient une nouvelle couche de terre sableuse, avec blocs, et très riche en ossements fossiles. On y a recueilli :

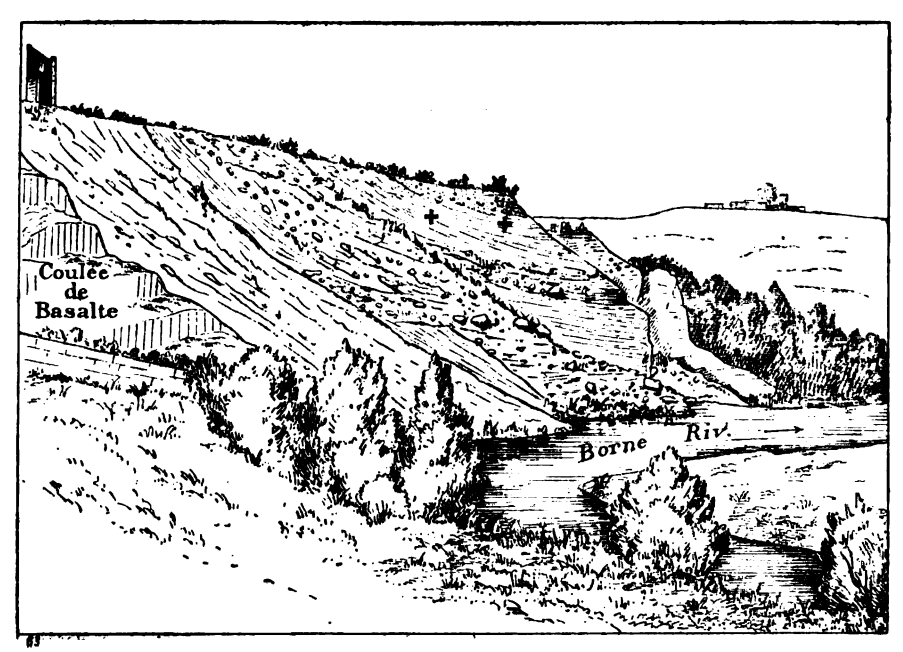


Fig. 63. — Vue de l'escarpement des Rivaux, près d'Espaly. (Dessin fait d'après une photographie. Les croix désignent le niveau le plus riche en fossiles).

Elephas primigenius, Blum.
Rhinoceros tichorhinus, Cuv.
Equus caballus, L.
Cervus elaphus, L.
Capra ibex, L.
Bos ou *Bison*.
Canis lupus, L.
Ursus spelæus, Blum.
Hyæna spelæa, Goldf.

Les ossements de chevaux sont les plus abondants. En quelques heures de fouilles, M. Cartailhac et moi en avons recueilli une très grande quantité.

Je cite l'*Hyæna spelæa* d'après Aymard. Je n'ai pas vu la mandibule dont parle ce savant[1]. *Ursus spelæus* est représenté, dans sa collection, par un beau crâne. Des dents d'*Elephas primigenius* ont été recueillies par Pichot-Dumazel et Bertrand de Lom. Elles font maintenant partie des collections du Musée du Puy, de même qu'une mâchoire inférieure et quelques molaires supérieures de *Rhinoceros tichorhinus*. J'ai extrait moi-même deux molaires de Bouquetin.

Bertrand de Lom a trouvé un fragment de tibia humain dans la brèche solide de la base, à fragments basaltiques agglutinés par un ciment calcaire.

[1] Le Préhistorique dans la Haute-Loire, p. 9.

La faune des Rivaux caractérise la partie inférieure du Pléistocène supérieur. La coulée basaltique de la Croix-de-Paille est plus ancienne, puisque la brèche d'éboulis et les couches de ruissellement, qui surmontent cette brèche, montrent que la coulée était fortement dégradée, quand les animaux que je viens d'énumérer fréquentaient le pays. On peut, je crois, considérer ce basalte et les coulées similaires comme datant du Pléistocène inférieur, caractérisé par une faune à espèces chaudes : *Elephas antiquus*, *Rhinoceros Merckii*, etc. et se rapprochant, par suite, de la faune de Solilhac.

A Denise même, cette faune paraît exister. Je puis, du moins, affirmer la présence du *Rhinoceros Merckii* dans les produits terreux qui remplissent les fentes des brèches anciennes du côté du Collet. De beaux débris de cette espèce, un crâne presque complet, malheureusement fracassé, font partie de la collection Pichot-Dumazel. On trouve aussi, dans ces fentes, des débris de Cerfs, de nombreuses dents de Chévaux. M. Aymard cite encore des Hyènes, des Ours, des Sangliers, des Bœufs et des Antilopes[1]. Je n'ai pas retrouvé les pièces ayant servi à ces déterminations.

Les scories contemporaines du basalte pléistocène passent sur ces fentes à ossements, dont le remplissage est manifestement antérieur.

Alluvions à Cervus tarandus. — La région du Puy est véritablement privilégiée au point de vue paléontologique. Dans chaque ravin ou sur chaque montagne, on peut avoir l'espoir de découvrir des ossements fossiles. Je dois encore signaler un gisement situé également aux portes de la ville et se rapportant au Pléistocène le plus récent.

En étudiant la collection Vinay, je fus tout surpris de trouver, dans une vitrine, de très belles pièces osseuses de *Cervus tarandus* dans un état de conservation qu'on observe très rarement dans les grottes de l'époque du Renne,

C'étaient de belles portions de crâne, des bois presque entiers, une mandibule et toute une série d'os des membres intacts. Malheureusement, ces objets étaient privés de toute étiquette explicative.

Je fis part de mes déterminations à Aymard qui me donna des détails sur la découverte de ces ossements, dont il ignorait d'ailleurs la véritable nature. Ils proviendraient d'alluvions sur lesquelles coule actuellement la Borne, au bas de la colline de Montredon. Ils auraient été trouvés lors de l'établissement des fondations pour le viaduc du chemin de fer de Saint-Etienne.

Depuis l'époque indiquée par ces débris, rien n'a changé dans la topographie du pays. Les environs du Puy avaient acquis, à l'époque du Renne, tous les détails de leur physionomie actuelle.

Homme fossile de Denise. — Je ne puis clore cette étude sur les environs du Puy sans dire un mot du gisement où ont été trouvés les ossements humains qui ont fait tant de bruit dans la science. Il serait trop long de rappeler ici tous

[1] Essai monographique sur l'*Entelodon*, p. 36.

les travaux et toutes les controverses provoqués par les ossements fossiles de Denise. On en trouvera l'énumération à peu près complète dans la liste bibliographique placée à la fin de ce mémoire. D'illustres savants, Lyell, Poulett-Scrope, Ed. Lartet, Hébert, M. A. Gaudry firent le voyage du Puy pour s'éclairer autant sur la nature des échantillons que sur la position du gisement. Gervais[1] et M. Louis Lartet[2] ont parfaitement résumé la question.

« Ces fossiles sont incontestables, dit Gervais, et, dans une visite que j'ai faite au gisement de Denise, j'ai moi-même trouvé, ainsi que l'a rappelé M. Aymard, une nouvelle dent humaine au même lieu et dans le dépôt qui avait fourni les portions de squelettes humains conservées au musée du Puy... »

« Malheureusement le gisement des anthropolithes de Denise n'a pas encore été déterminé avec une précision suffisante et rien ne prouve, à mon avis du moins, qu'il fasse réellement partie des couches à Mastodontes et autres Mammifères pliocènes que l'on rencontre auprès de cet endroit. Cette indication reste donc incomplète sous un point de vue important, celui de la stratigraphie, et l'on devra chercher d'autres preuves pour établir que l'homme était déjà répandu dans nos contrées, alors qu'avait lieu le dépôt des derniers terrains tertiaires. »

Je dois dire d'abord, après tous les savants qui ont pris la peine d'examiner la question sur les lieux, que l'authenticité des fossiles ne saurait faire l'objet d'un doute. Rien n'est plus facile que de retrouver en place la roche identique à celle qui empâte les ossements humains déposés au Musée du Puy. Cette roche est disposée en lits parfaitement stratifiés, sur la pente sud du volcan de Denise, au-dessus de la route, près de l'Ermitage (fig. 52, H). Les couches affleurent au bas d'un petit escarpement formé de matières scoriacées ou de projections agglutinées; le gisement est complètement entouré de tous les côtés par les scories du cône volcanique.

L'examen microscopique de la roche d'où l'on a retiré les ossements humains montre qu'elle a une origine détritique. Elle est formée d'éléments en traînées, parfaitement stratifiés, ne laissant entre eux aucun vide ; ces éléments sont de natures très diverses : quartz en tous petits fragments, morceaux de mica, d'oligoclase, de cinérite ou de ponces basaltiques. Le tout est très altéré. Des cristaux d'olivine sont complètement transformés en matières chloriteuses ou serpentineuses ; seuls quelques cristaux de pyroxène sont intacts. Cette roche est donc loin de représenter un produit directement éruptif. Elle constitue un véritable terrain d'atterrissement dont il s'agit de déterminer la position stratigraphique.

Sur ce dernier point, j'éprouve quelque hésitation à me prononcer. Mais je puis poser clairement la question. Elle revient, à mon avis, à déterminer si les matières scoriacées, qui recouvrent les couches fossilifères, sont en place. Si ces matières sont en place et, après de nombreuses visites au gisement, je suis très

[1] Zoologie et Paléontologie générales, 1867, p. 7.
[2] *Bull. Soc. géolog. de France*, t. XXVI, p. 1055 et suiv.

porté à l'admettre, il est indiscutable que les ossements humains remontent à une haute antiquité. Je n'irai pourtant pas jusqu'à croire que les couches qui les renfermaient soient, comme on l'a dit, la continuation des tufs à *Elephas meridionalis* de La Malouteyre. Il n'y a aucune ressemblance pétrographique entre ces deux terrains et leur origine n'est pas la même. Je croirais volontiers que les lits stratifiés à fossiles humains reposent sur ces tufs ; c'est une impression qui paraît résulter de l'étude des abords du gisement. L'homme de Denise serait donc sensiblement contemporain de la faune à *Rhinoceros Merckii*, que l'on trouve dans les fentes des brèches anciennes. [1] Nous avons vu, plus haut, qu'un fragment de tibia humain a été trouvé à la base du dépôt détritique des Rivaux.

Si l'on admet, au contraire, que les matières scoriacées ne sont pas en place, ce que je considère comme peu probable, l'on n'a plus aucun moyen de fixer l'âge du dépôt sous-jacent, sur lequel ces matières auraient glissé. Mais je ferai remarquer que, dans tous les cas, ce dépôt stratifié n'a pu se produire que grâce à des conditions topographiques dont il ne reste plus aujourd'hui aucune trace, car ils affleurent actuellement sur une pente raide et uniforme, où l'eau ne pourrait séjourner. Cette raison suffirait, à elle seule, pour permettre d'affirmer l'antiquité relative des ossements de la montagne de Denise. Je suis heureux de rendre hommage au talent et au courage des naturalistes du Puy, en particulier à la foi éclairée et robuste d'Aymard, qui a défendu et fait triompher la vérité à propos d'une découverte qu'il fut un des premiers à proclamer. [2]

[1] Dans diverses publications antérieures, j'avais cru devoir être plus prudent et réserver complètement l'âge de ce célèbre gisement. Mes études sur la géologie générale de la région n'étaient pas encore très avancées. Depuis lors, j'ai revu plusieurs fois la montagne de Denise et ses abords.

[2] Divers auteurs, s'appuyant sur des citations empruntées à Sidoine Apollinaire et à Saint-Avit, évêque de Tours, ont prétendu que les éruptions du volcan de Denise et de quelques autres ont tout au moins repris, sinon persisté, jusqu'au Ve siècle de l'ère chrétienne.

A ma prière, M. Salomon Reinach a bien voulu reprendre l'étude des textes invoqués (*Revue archéologique*, 1890). Sidoine Apollinaire écrit à Saint-Mamert, évêque de Vienne, pour lui annoncer qu'il vient, à son exemple, d'instituer les Rogations dans son diocèse afin de conjurer la colère divine, qui se manifeste par toutes sortes de calamités. La phrase la plus importante, ayant trait à ces calamités, a été traduite de la manière suivante : « Tantôt des flammes jaillissantes ensevelissaient, sous une montagne de cendres, les crêtes ébranlées des montagnes. » M. Reinach démontre qu'il faut traduire comme il suit : « Tantôt de fréquents incendies ensevelissaient sous une montagne de cendres les sommets branlants des maisons. »

Le texte de Saint-Avit ne mentionne pas davantage de phénomènes volcaniques.

CHAPITRE VI

CHAINE DU VELAY

La chaîne du Velay a été également désignée par les anciens auteurs sous les noms de *Chaîne occidentale* et de *Chaîne du Devès*. Cette dernière dénomination est empruntée au sommet le plus élevé (1423 m).

J'ai déjà donné les caractères généraux de cet accident orographique formant la séparation des deux bassins de la Loire et de l'Allier. Nous avons vu qu'il est constitué par une longue suite de cônes volcaniques, plus ou moins bien conservés, qui sont le point de départ de grands courants de laves basaltiques épanchées sur les deux versants de la chaîne.

Cette traînée (fig. 64), depuis les environs de Langogne jusqu'aux environs d'Allègre ou de Paulhaguet, n'a pas moins de 60 kilomètres de longueur. Elle comprend plus de 150 cônes ou restes d'anciennes bouches éruptives.

Sa direction est voisine de N.O—S.E. Elle est donc parallèle à la direction de l'alignement phonolitique, à celle de beaucoup de grands accidents géographiques et des principales fractures du sol de la Haute-Loire.

J'ai déjà eu l'occasion de faire remarquer que l'axe de cette traînée doit coïncider à peu près avec la ligne de séparation des gneiss de la vallée de l'Allier et du granite du Velay.

Les bouches volcaniques appartenant à ce système ne sont pas exactement cantonnées entre les deux cours d'eau que sépare la chaîne du Velay. De l'autre côté de la Loire, un certain nombre de cônes et de coulées se rattachent manifestement à la poussée volcanique occidentale. Tels sont les sucs et les plateaux de Breysse, qui empiètent sur le territoire du massif du Mézenc, mais dont les roches se distinguent facilement des produits éruptifs de cette région. Il en est de même sur la rive gauche de l'Allier, où se voient quelques traînées basaltiques et quelques amas de scories (environs de Saint-Christophe, Monistrol, Prades, etc.).

Je ne m'attarderai pas à décrire un à un tous ces volcans et leurs coulées. L'examen de la carte topographique et géologique au 1/80.000 sera plus instructif que la meilleure des descriptions. Il me suffira d'en donner les caractères généraux.

Au premier abord, on est frappé du bon état de conservation de la plupart de

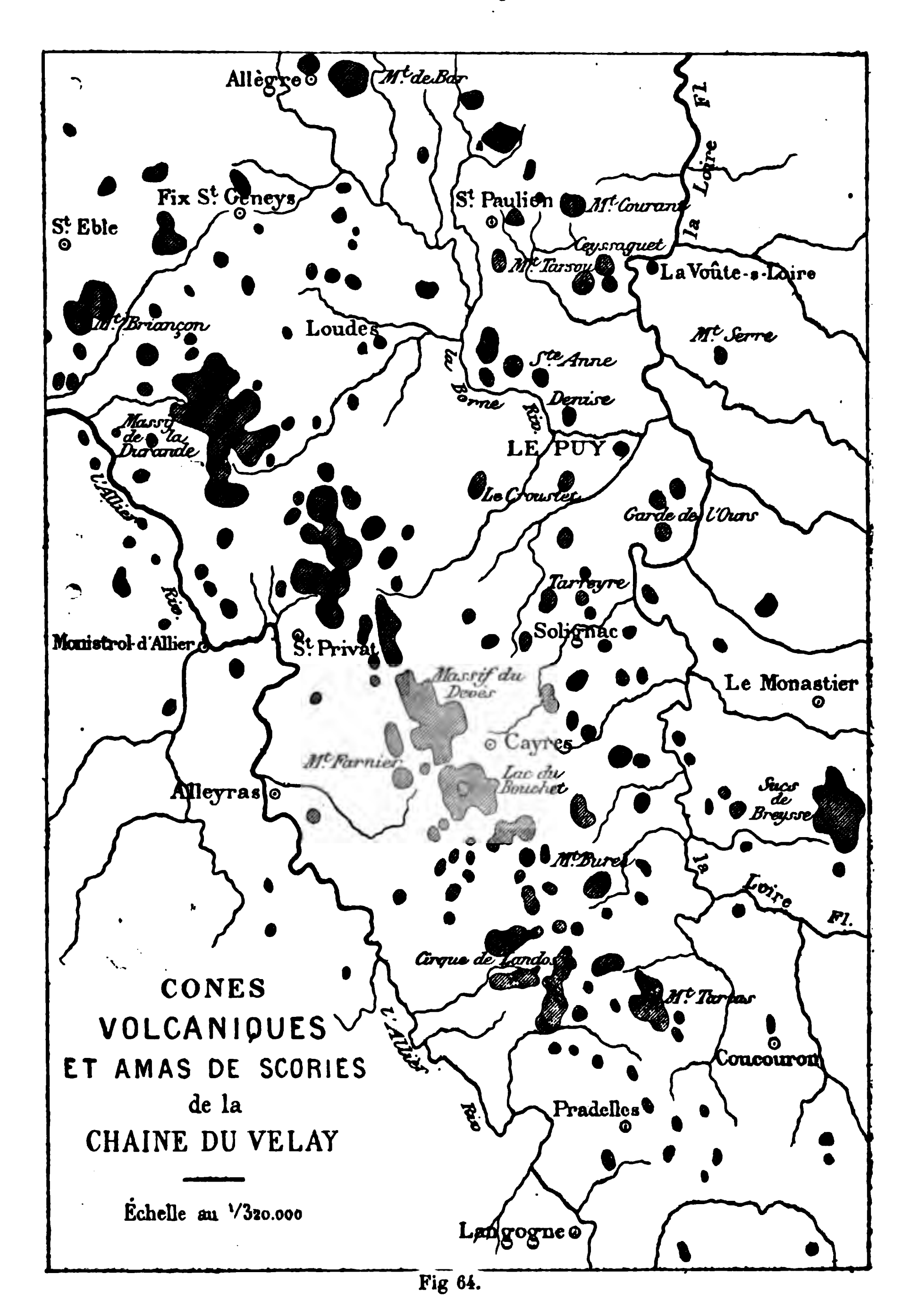

Allègre
Mt de Bar
la Loire Fl.
Fix St Geneys
St Eble
St Paulien
Mt Courant
Ceyssaguet
Mt Tarsou
La Voûte-s-Loire
Mt Briançon
Loudes
Mt Serre
Ste Anne
la Borne Riv.
Denise
Massif de la Durande
LE PUY
Le Croustet
Garde de l'Ours
l'Allier Riv.
Tarreyre
Solignac
Monistrol-d'Allier
St Privat
Massif du Devès
Le Monastier
Cayres
Mt Farnier
Lac du Bouchet
Sucs de Breysse
Alleyras
Mt Bure
la Loire Fl.
Cirque de Landos
Mt Tartas
CONES
VOLCANIQUES
ET AMAS DE SCORIES
de la
CHAINE DU VELAY
Échelle au 1/320.000
l'Allier Riv.
Coucouron
Pradelles
Langogne

Fig 64.

ces volcans. Quelques-uns ont des formes topographiques rappellant, par leur netteté, les volcans de la chaîne des Puys d'Auvergne. Mais l'aspect général dénote une antiquité plus grande.

A la périphérie de la chaîne, et surtout vers les deux extrémités de la traînée, les bouches éruptives sont relativement clairsemées. Chaque cône de scories est accompagné d'une ou de plusieurs coulées de basalte compacte reposant sur le terrain primitif, soit directement, soit par l'intermédiaire d'une couche de projections. Il est assez facile de distinguer ici chaque unité volcanique et d'attribuer à chaque point éruptif ce qui lui revient dans la distribution des coulées. Cette distinction et cette répartition deviennent absolument impossibles au centre de la chaîne, siège des éruptions les plus abondantes et les plus multipliées.

Là, en effet, non-seulement les coulées basaltiques, soudées entre elles, forment un revêtement uniforme et continu, que ne percent nulle part les affleurements des roches primitives, mais encore les amas de scories eux-mêmes confondent leurs bases et atteignent des dimensions colossales. En même temps, l'aspect topographique et le paysage subissent un changement considérable.

Les cônes éruptifs se reconnaissent de loin, à la coloration rouge des scories et aux forêts de pins qui les recouvrent. Les formes de leurs profils arrondis, en dômes ou en coupes, sont non moins caractéristiques. Quant aux flots de lave qui baignent leurs pieds et s'étendent au loin, vers les bas fonds de la Loire ou de l'Allier, le temps et le travail humain ont égalisé leur surface, adouci leurs aspérités. Ils n'en sont pas moins reconnaissables même pour les paysans, qui savent depuis un temps immémorial que cette terre cultivée avec tant de peine est un produit du feu souterrain; par leur coalescence, toutes ces coulées ont formé un pays uniforme, triste, rocailleux, rappellant les plateaux basaltiques des Planèzes cantaliennes, qui ont d'ailleurs une origine analogue.

Forme des cônes volcaniques. — La forme des cônes volcaniques est assez variable, ce qui tient, en grande partie, à leur état de conservation. Tous les intermédiaires s'observent entre les cônes réguliers, avec cratère bien conservé, et les amas informes de scories, ne présentant qu'un faible relief au-dessus des coulées environnantes. Je citerai quelques exemples.

Les volcans les mieux conservés de la chaîne du Velay sont le volcan de Bar et celui du Bouchet. Le premier est formé par une montagne isolée, régulière, creusée à son sommet d'une dépression cratériforme. Il est situé près d'Allègre (feuille de Monistrol), c'est-à-dire à l'extrémité nord de la traînée.

Le second occupe, au contraire, le centre de la chaîne. On arrive à son sommet par des pentes douces, accessibles même en voiture. Le sommet est creusé d'une dépression circulaire, à pentes brusques, dont le fond est occupé par une belle nappe d'eau. Le diamètre de ce cratère, entre les crêtes, dépasse 1200 mètres, tandis que le diamètre du lac est de 800 mètres. Le niveau de l'eau est de 1208 mètres, chiffre de beaucoup supérieur à celui de la plaine basaltique environnante (1100 m.) Le lac du Bouchet est un lieu de prédilection pour les touristes

en excursion dans le Velay. C'est une des curiosités les plus intéressantes du Plateau central. Il mériterait de faire l'objet d'une monographie détaillée.

D'autres montagnes volcaniques n'offrent plus que des traces d'un ancien cratère à peu près comblé, ou bien les sommets présentent des formes topographiques en arc de cercle. Je citerai la Garde d'Ours, près du Puy, le volcan de Cerzat et celui du Coupet, aux environs de Langeac, etc.

Le plus élevé des sucs de Breysse a sa crête en forme de croissant. Au centre de l'hémicycle ainsi produit s'élève un petit cône régulier. L'ensemble offre la disposition classique de la Somma et du Vésuve.

Mais le type le plus répandu est représenté par des cônes réguliers plus ou moins élevés, sans dépression au sommet. Tels sont les volcans de Briançon, de la Durande, du Devès et la plupart des éminences de l'axe de la chaîne. Par leur juxtaposition, ces cônes peuvent donner lieu à diverses dispositions topographiques. Le massif de la Durande est formé par un groupement irrégulier de pareils cônes. Le massif du Devès résulte d'un groupement en série linéaire. Parfois plusieurs cônes s'accolent suivant une courbe circulaire et l'ensemble peut être pris pour les restes d'un grand cratère (Fix-Villeneuve, Praclaux, près Landos).

D'autres dépressions cratériformes, assez communes dans le Velay et considérées par divers auteurs comme les traces de véritables cratères, paraissent dues à des dispositions topographiques toutes fortuites. C'est ainsi que je regarde le cirque de la Sauvetat, presque entièrement formé de basalte, comme résultant surtout de la forme extérieure des courants de lave, cette forme ayant été probablement déterminée par le modelé du terrain granitique sous-jacent.

Le cirque de Chantuzier, situé entre Siaugues-Saint-Romain et Vazeilles, et dans la constitution duquel entrent des cônes de scories, du basalte compacte et des gneiss, ne saurait avoir davantage une origine volcanique. La feuille de Brioude présente d'autres exemples analogues. Je dois cependant faire des réserves au sujet du lac d'Issarlès, qu'on regarde, malgré sa composition granitique, comme un cratère d'explosion. Je ne l'ai pas suffisament étudié pour exprimer à son égard une opinion quelconque.

Enfin, il me reste à signaler de nombreux amas de scories de faible relief et de forme plus ou moins arrondie ou plus au moins régulière, sortes de tumuli gigantesques marquant un terme avancé de dégradation d'anciens cônes volcaniques. Ils sont très nombreux aux environs du Puy (Croustet, Eycenac, Garde de Mons, Ceyssaguet, etc) ; ils caractérisent assez bien les régions d'altitude inférieure, c'est-à-dire la périphérie de l'aire volcanique qui nous occupe.

Les profils de tous ces appareils de projection, même des mieux conservés, sont relativement doux, sans pentes raides.

J'ai réuni, fig. 65, un certain nombre de profils, dressés à une échelle uniforme, de quelques montagnes volcaniques de la chaîne du Velay. Le Mont-de-Bar, Briançon, la Durande, le suc d'Alleyras ont été choisis parmi les plus élevés. La pente moyenne de leurs flancs ne dépasse pas 15° à 18°. J'ai dessiné, comme termes de comparaison, les profils de trois volcans de la chaîne des Puys en

Auvergne: Louchadière, Côme et Marmont. Ici les pentes atteignent 35°. Il est facile de se rendre compte à première vue, au moyen de ces schémas, que les volcans d'Auvergne sont beaucoup mieux conservés que ceux de la chaîne du Velay. La grande majorité de ces derniers offrent d'ailleurs des profils beaucoup plus surbaissés. J'ai représenté, comme exemples de ces derniers, Le Croustet et l'amas de scories situé au nord de Fix-Saint-Geneys.

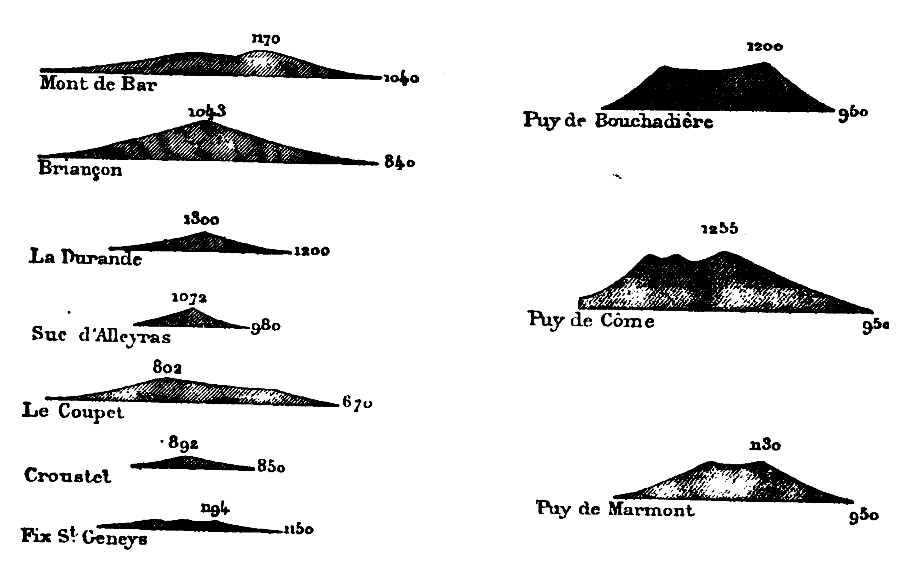


Fig. 65. — Profils de divers volcans de la chaîne du Velay et de la chaîne des Puys (Puy-de-Dôme).

Composition des cônes volcaniques. — La majeure partie des matériaux composant les cônes volcaniques du Velay proviennent de projections aériennes. Il faut cependant faire une large part aux coulées scoriacées. que l'on confond trop souvent avec les produits de projection. De petites coulées de basalte compacte se montrent aussi parfois sur les flancs des cônes (Saint-Bérain, massif de la Durande). La même roche s'observe en filons traversant les matières scoriacées (Limandres, Le Devès, col à l'est de Saint-Privat, etc), ou en culot occupant le centre des amas de projections (Saint-Haon).

Les matériaux de projection sont formés par des morceaux de basalte subvitreux, scoriacé, de couleur noire ou rouge et de dimensions variées. Les blocs fusiformes, auxquels on donne le nom de bombes, sont toujours très abondants. Mais la grande masse est constituée par des lapillis de faible volume. Enfin, parmi les matières projetées, il faut ranger les blocs arrachés à la cheminée volcanique, qui trahissent la nature du substratum et qui sont parfois singulièrement abondants.

Le plus souvent ces matériaux sont peu cohérents, à peine cimentés par la matière vitreuse qui unit les angles des fragments. Leur stratification est géné-

ralement très nette. Ils sont exploités comme pouzzolane et les nombreuses carrières qui entament le flanc des cônes volcaniques rendent leur étude très facile. On peut se rendre compte, de cette manière, que certains cônes présentent une stratification en double pente et d'autres à simple pente.

Dans certains cas, les matériaux de projection des cônes volcaniques offrent une consistance beaucoup plus considérable, pouvant aller jusqu'à permettre leur utilisation comme pierre de taille. Je citerai la roche exploitée à Beyssac, près de Saint-Jean-de-Nay ; c'est une brèche régulièrement stratifiée, rubanée, formée de lapillis et de fragments gneissiques fortement agglutinés. Les carriers obtiennent de larges dalles avec facilité. Tout près de là, à Lapeyre, ces mêmes projections sont meubles. Ces différences tiennent simplement, nous l'avons déjà constaté pour les brèches du Puy, aux circonstances qui ont accompagné la projection des matériaux, telles que la pluie volcanique ou bien la chute des lapillis dans un milieu aqueux.

En s'éloignant du cratère, les produits de projection diminuent de volume et constituent les tufs volcaniques accompagnant fort loin les coulées de lave.

Au milieu des lits de projections s'intercalent souvent des sortes de traînées irrégulières de blocs de basalte plus ou moins bulleux, parfaitement soudés entre eux et de grosseurs diverses. On voit des traînées plus fluides, plus compactes alterner avec des traînées plus bréchoïdes. Ce sont de véritables coulées scoriacées, des flots de lave ou d'écume basaltique vomis par le volcan, consolidés sur les pentes du cône et recouverts par de nouveaux produits de projection. Ces coulées paraissent avoir été méconnues des géologues, qui les ont confondues avec les matières scoriacées provenant de projections ; elles ont été représentées comme telles sur la carte géologique de Tournaire, tandis que M. Fouqué les a distinguées avec soin sur la feuille de Brioude.

Caractères pétrographiques des produits de projection. — Il faut distinguer, à ce point de vue, les produits basaltiques et les enclaves.

La première catégorie a une composition très uniforme. Que la section examinée soit empruntée à un gros bloc ou à un lapilli, à une bombe volcanique ou à un tuf à fins éléments, elle se montre constituée, dans tous les cas, par un verre basaltique plus ou moins altéré, dans lequel se trouvent des cristaux d'augite, de péridot et d'hornblende brune. L'élément vitreux prédomine d'autant plus que la préparation a été prélevée à un échantillon de plus petit format ou plus scoriacé, c'est-à-dire à un échantillon où la matière fondue s'est refroidie plus brusquement.

Souvent les tufs basaltiques présentent des cristaux de première consolidation débarrassés de toute enveloppe. Les cristaux d'augite sont particulièrement abondants et bien formés dans une foule de localités. L'hornblende, en cristaux corrodés, est répandue dans un certain nombre de gisements (Malgascon, etc.). Bertrand de Lom a signalé des péridots, avec des formes cristallines bien nettes, aux environs de Saint-Jean-de-Nay et à la montagne du Coupet. J'ai tenu à vérifier cette indication ; mes recherches ont été infructueuses.

On peut, à l'exemple de M. Lacroix[1], diviser les enclaves en trois groupes : les péridotites, les roches basiques feldspathiques sans olivine et les roches quartzifères.

Les péridotites forment les noyaux des bombes volcaniques dites à olivine, que l'on trouve dans presque tous les gisements. La grosseur de ces noyaux est parfois très considérable. J'ai vu des blocs arrondis de péridotite qui avaient près d'un mètre de diamètre.

Ces noyaux, dans lesquels les anciens géologues voyaient simplement du péridot, ont été parfois considérés comme des produits de ségrégation formés au sein même du magma basaltique, après son épanchement. Contre cette opinion, d'ailleurs à peu près abandonnée par les pétrographes, il y a de nombreux arguments. Je signalerai celui qui résulte de la localisation de ces péridotites dans certains volcans et de leur absence dans les produits de projections de volcans voisins, où les noyaux des bombes sont constitués par des roches toutes différentes. C'est ainsi qu'aux environs du Puy, le volcan de Tareyre offre surtout des bombes à olivine, tandis qu'à Denise, l'on ne trouve guère que des bombes avec noyaux granitiques ou gneissiques.

La composition minéralogique des péridotites rejetées par les volcans est remarquablement uniforme. Elles sont formées par une association grenue de cristaux d'olivine, d'enstatite, d'un pyroxène monoclinique vert (diopside) ou brun et de spinelles :

$$r\delta — F_{1\text{-}3}OH_3P_2$$

Parmi les variétés établies dans le groupe des péridotites, dont on connaît les gisements en place, les lherzolites répondent à la même formule.

La seule péridotite que je connaisse comme s'écartant du type normal provient du lac du Bouchet. C'est une roche noire, lourde, qui, à l'œil nu, se montre formée par un feutrage de cristaux avec des vides nombreux. Au microscope, cette roche a la composition suivante :

$$r\delta — ApF_1OP_4A_3$$

Le fer oxydulé est en grosses lamelles de formes régulières (fig. 66). Les cristaux d'apatite sont très nombreux et volumineux. Les prismes ont 1 mm. 5 et 2 mm. de longueur. Ils offrent les caractères de l'apatite des roches éruptives anciennes, étant dépourvus d'inclusions et de polychroïsme. L'olivine est intacte, en grands cristaux ; cet élément n'est pas très abondant ; une préparation ne renferme qu'un petit nombre de sections. L'augite, brun en lumière naturelle, et l'hornblende ferrifère, très polychroïque, ont cristallisé à peu près simultanément ; les cristaux présentent toutes sortes d'orientations et se pénètrent dans toutes les directions.

Cette péridotite peut être considérée comme une *picrite à hornblende*, variété qui n'avait pas été signalée jusqu'à aujourd'hui dans le Plateau central.

[1] *Bulletin du Service*, n° 11, p. 25. — *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, t. XVIII, p. 874.

En fait de roches basiques feldspathiques sans olivine, M. Lacroix a trouvé, au Coupet et à Tareyre, des norites analogues à celle que j'ai décrite (p. 143) comme provenant des tufs de labradorite de Bournac.



Fig. 66. — Picrite à hornblende du cratère du Bouchet.

Les roches quartzifères sont beaucoup plus répandues, ce qui s'explique par la nature granitique ou gneissique du substratum primitif. Leur étude révèle des faits intéressants, dont le lecteur trouvera un exposé détaillé dans le mémoire déjà signalé de M. Lacroix et dans un travail plus étendu que prépare mon savant confrère sur le même sujet.

Le volcan de Denise est très riche en enclaves acides. « Elles sont formées, dit M. Lacroix[1], pour la plupart de gneiss granulitiques ou très quartzeux, de granulites parfois riches en cordiérite. Toutes ces roches sont blanches, friables, tombant en poussière sous le moindre choc. A l'œil nu, l'on y distingue le quartz, souvent limpide, disséminé dans le feldspath blanchi, à apparence de porcelaine. Souvent les fragments de feldspath sont fendillés, gondolés ; dans quelques échantillons, on aperçoit en outre des aiguilles soyeuses complètement blanches de sillimanite, des lamelles de mica brun, enfin, mais peu fréquemment, des cristaux rouges de zircon. Il n'est pas rare de trouver des roches gneissiques ou granulitiques complètement fondues, offrant l'aspect d'une ponce blanche et légère.

« Les dimensions de ces blocs sont extrêmement variées, depuis la grosseur

[1] *Loc. cit.*, p. 27.

d'une noisette, jusqu'à plusieurs décimètres cubes. On trouve souvent de gros échantillons dans lesquels la matière rouge de la scorie basaltique a pénétré en veinules minces parallèlement à la schistosité de la roche. »

L'étude microscopique montre que ces roches anciennes sont le véritable gisement des corindons, zircons et grenats que l'on trouve dans les sables du Velay résultant de la désagrégation des roches volcaniques. Des cristaux volumineux de ces divers minéraux ont été rencontrés en place dans leur gangue primitive. J'ai donné à M. Lacroix deux échantillons de feldspath fondus recueillis par moi-même dans les projections du volcan du Croustet. L'un de ces échantillons présente un cristal de zircon de 2mm de longueur ;le second échantillon contient un corindon bleu.

M. Lacroix a décrit, avec soin, les modifications subies par les enclaves sous l'action de la chaleur. Les lignes suivantes ne sont que le résumé de ses observations.

Les modifications sont surtout d'ordre physique. Le premier effet de la chaleur est de détruire la cohérence des cristaux constitutifs de la roche. Ensuite, il y a fusion plus ou moins complète des éléments. Le feldspath est toujours plus ou moins vitrifié, tandis que la sillimanite, le zircon et le grenat restent intacts. Dans un échantillon récolté à Denise par M. Lacroix (fig. 67), on voit que la matière basaltique s'est injectée dans les fissures, a disloqué et fondu en partie les éléments anciens, lesquels se trouvent, au milieu du verre volcanique, côte à côte avec les minéraux de profondeur du basalte : augite et olivine.

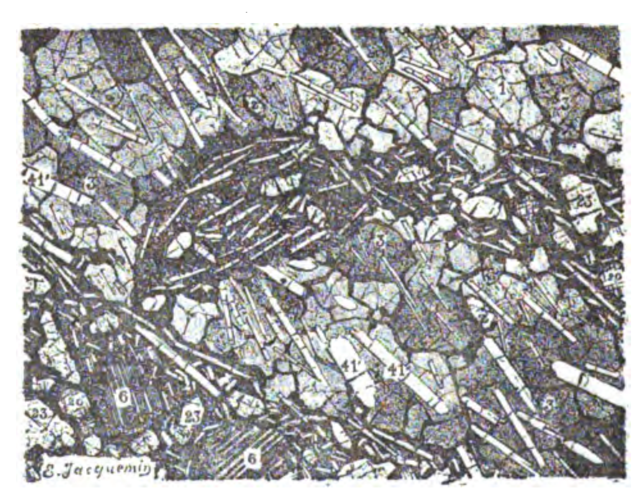


Fig. 67. — Contact d'une leptynite et de la scorie basaltique (d'après M. Lacroix).
Eléments de la leptynite : 1. Quartz. — 3. Oligoclase. — 41. Sillimanite. — 2, Zircon. — Le verre basaltique renferme en outre des minéraux précédents ses éléments propres : péridot (23) et pyroxène (20).

Les feldspaths simplement chauffés ont subi des modifications intéressantes : leurs clivages se sont accentués ; un grand nombre d'inclusions gazeuses s'y sont développées, quelques-unes avec bulles mobiles.

Tandis que les propriétés optiques de l'oligoclase ne présentent aucune modification, les cristaux d'orthose ont le plan des axes optiques dans g^1 (orthose déformé).

En chauffant pendant cinq minutes un fragment d'orthose dans un creuset de platine à la température du rouge blanc, M. Lacroix a pu obtenir l'aspect extérieur des cristaux de Denise, clivages largement ouverts, inclusions gazeuses et changement du plan des axes optiques.

Le verre basaltique lui-même a subi parfois des modifications endomorphes sous l'influence de l'enclave. Il s'y est développé des spinelles, de l'hypersthène et du labrador (fig. 68).

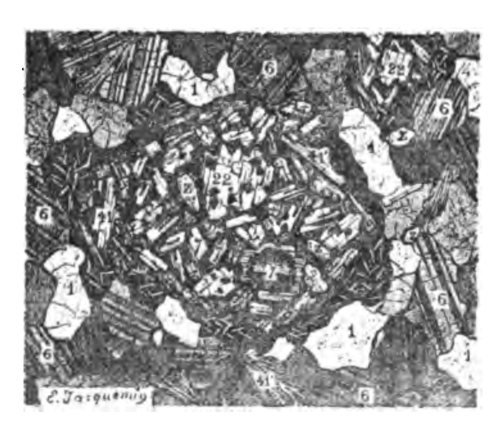


Fig. 68. — Nodule de verre basaltique dévitrifié dans une enclave de gneiss du Coupet (d'après M. Lacroix).

1. Quartz. — 6. Oligoclase. — 41. Sillimanite. — 2. Zircon. Les minéraux de nouvelle formation sont : 7. Labrador. — 22. Hypersthène avec spinelle. On observe des fragments de zircon (z) et de sillimanite (41) anciens au milieu des minéraux de nouvelle formation. Un fragment d'oligoclase ancien est rempli d'inclusions vitreuses et nourri par du labrador. Sur la phériphérie du nodule, on observe du verre renfermant de fins microlites d'oligoclase.

« Ces minéraux, dit M. Lacroix, sont tantôt noyés dans un résidu vitreux fréquemment souillé d'altérations ferrugineuses, tantôt au contraire, ils ont cristallisé sans interposition de matière isotrope, celle-ci faisant, en général, une couronne autour du noyau cristallisé. Il est remarquable de voir que, dans ces conditions, le pyroxène formé est un pyroxène rhombique qui n'a pas été constaté sûrement à l'état normal dans les basaltes d'Auvergne, tandis que le pyroxène, qui se forme dans les basaltes en coulées autour du quartz, est de l'augite ».

Coulées basaltiques. — La première question qui se pose, à propos des coulées basaltiques, est celle de leurs rapports avec les cônes de projections. Non-seulement, comme je l'ai déjà dit, il n'est pas toujours possible de rap-

porter à chaque cône ce qui lui revient en fait de courants de lave, mais encore une fois cette attribution faite pour certains, on ne se rend pas compte facilement de la manière dont ces courants sont sortis et se sont épanchés.

En Auvergne, dans la chaîne des Puys, les choses sont beaucoup plus claires. Dans plusieurs volcans (Louchadière, La Vache, Lassolas, etc.), nous voyons la tête des coulées sortir du cratère, ébrécher celui-ci et, par l'ouverture produite, s'épancher au dehors. Cette disposition répond bien à l'idée, en quelque sorte schématique, que nous nous faisons du mode d'activité des volcans, activité débutant par des phénomènes de projection pour se terminer par l'émission des courants de lave. Je ne connais rien, dans la chaîne du Velay, qui reproduise, avec netteté, ces rapports si simples offerts par certains volcans de l'Auvergne.

A l'exception des coulées scoriacées dont j'ai parlé plus haut, et qui ne représentent que l'écume du bain de lave, celle-ci ne paraît jamais avoir débordé du cratère.

Dans le Velay, comme aussi dans beaucoup de volcans de la chaîne des Puys d'Auvergne, les coulées de basalte compacte paraissent sortir de la base du cône, sans que la régularité de celui-ci soit troublée. On pourrait supposer que la lave s'est fait jour par des ouvertures latérales et qu'elle s'est frayée un chemin entre la masse des projections et le substratum primitif. Cette hypothèse est en désaccord avec la forme dilatée des coulées au contact même du cône. Loin de débuter par une partie rétrécie indiquant un point de sortie, les courants de lave embrassent souvent le quart, la moitié, les trois quarts de la base du cône de projections qui les surmonte. De plus, on ne voit pas que les couches de lapillis aient subi des dérangements.

Je crois, bien que le fait ne soit pas démontré d'une manière irréfutable, que le cône de projections est, en règle générale, postérieur à la coulée qui paraît lui être annexée. Mais il faut s'entendre sur la signification à donner au mot postérieur. Il est manifeste que l'activité éruptive de beaucoup de volcans basaltiques du Velay s'est épuisée en une fois. Tufs de projections, coulée de lave compacte et cône de scories d'un même volcan peuvent être l'œuvre d'une semaine ou même d'un jour.

Comme les coulées basaltiques reposent presque toujours sur un lit de projections généralement agglomérées en forme de tufs, l'émission de laves paraît être comprise généralement entre deux épisodes de projections.

Sur le versant de la Loire, les coulées basaltiques sont beaucoup plus considérables que sur le versant de l'Allier. Elles forment une nappe absolument continue entre Loudes au nord et Saint-Paul-de-Tartas au sud ; cette nappe a près de 40 kilom. de longueur sur 8 à 10 kilom. de largeur. Sur certains points, son épaisseur totale doit être très considérable. Les ravins de la Gagne, de la Beaume, de Fouragettes, qui l'entament profondément, montrent, en effet, un grand nombre de coulées superposées et séparées par des tufs de projection.

Nous avons déjà vu, en nous occupant des environs du Puy, comment se terminent, dans la vallée de la Loire, les coulées basaltiques sorties des volcans

de la chaîne du Velay. La plupart couronnent les plateaux. On peut même dire que c'est la règle générale. Mais j'ai signalé des nappes basaltiques à flanc de vallée.

Sur le versant de l'Allier, la nappe basaltique est moins vaste et plus morcelée. Entre Saint-Didier d'Allier et Bouchet-Saint-Nicolas, les coulées se tiennent à une altitude moyenne de 1.100 mètres, c'est-à-dire à 400 et 500 mètres au-dessus du niveau de l'Allier. Dans cette région, le basalte repose directement sur le gneiss, sans l'intermédiaire de cailloux roulés, de sorte que le niveau des fronts basaltiques ne représente nullement le niveau du fond de la vallée à l'époque des éruptions.

Partout ailleurs, vers le sud, aux environs de Saint-Haon, Saint-Etienne-du-Vigan et, vers le nord, aux environs de Monistrol, Saint-Julien-des-Chazes, Langeac, etc., les basaltes descendent au contraire fort bas dans la vallée de l'Allier et, presque partout, ils reposent sur des cailloux roulés, indiquant la profondeur de la vallée à l'époque de l'éruption de ces basaltes.

L'altitude de ces cailloux roulés, au-dessus de l'Allier actuel, ne dépasse guère 30 à 40 mètres. Ils renferment presque toujours des éléments basaltiques en quantités plus ou moins considérables, suivant que leur dépôt est plus ou moins récent, c'est-à-dire suivant que leur altitude est plus ou moins basse. J'aurai à signaler tout à l'heure des alluvions sous-basaltiques ne renfermant que des éléments empruntés au terrain primitif, mais celles-ci correspondent visiblement à un état de choses différent de l'état actuel, tandis que les premières ont été déposées par l'Allier lui-même, alors que ce cours d'eau coulait simplement à une hauteur plus considérable qu'aujourd'hui.

Enfin, sur beaucoup de points, les basaltes atteignent le lit même de la rivière actuelle. Il faut signaler les environs de Chanteuges, de Saint-Julien-des-Chazes, et surtout de Monistrol, comme riches en exemples de coulées énormes descendant jusqu'au fond de la vallée.

On voit que sous le rapport des coulées basaltiques et de leur distribution hypsométrique, la vallée de l'Allier offre un contraste frappant avec la vallée de la Loire. Tandis que dans cette dernière, en règle générale, les basaltes provenant de la chaîne du Velay se tiennent sur les plateaux, dans la vallée de l'Allier, la règle est inverse : les coulées basaltiques arrivent très bas et souvent atteignent le thalweg. Cette différence ne paraît pas avoir préoccupé les géologues qui m'ont précédé dans l'étude de cette région. Elle est pourtant de nature, nous le verrons tout à l'heure, à éclairer la question du creusement des vallées de la Loire et de l'Allier.

Caractères pétrographiques des basaltes de la chaîne du Velay. — Il n'y a pas lieu de s'étendre longuement sur les caractères pétrographiques des basaltes de la chaîne du Velay. A l'œil nu, ils se distinguent facilement des basaltes des massifs du Mézenc et du Mégal par des caractères que j'ai déjà signalés : une couleur bleuâtre, une compacité moins grande, un toucher plus

rugueux et surtout l'abondance du péridot en cristaux isolés et en nodules de toutes grosseurs.

Au microscope[1], l'on relève quelques différences de détail sans grande importance. En général, le premier temps est bien développé. L'augite est abondant. L'olivine a de belles formes ; elle est presque toujours bien conservée. Il y a souvent des cristaux d'amphibole en partie résorbés. Le second temps est généralement riche en feldspaths ; on trouve des types passant à la limburgite, mais c'est l'exception. Par contre, certaines préparations empruntées aux environs de Saint-Privat-d'Allier sont de véritables labradorites.

En somme, l'on peut dire que les basaltes de la chaîne du Velay sont des roches d'aspect et de composition très uniformes et qu'ils représentent un type lithologique tout à fait normal.

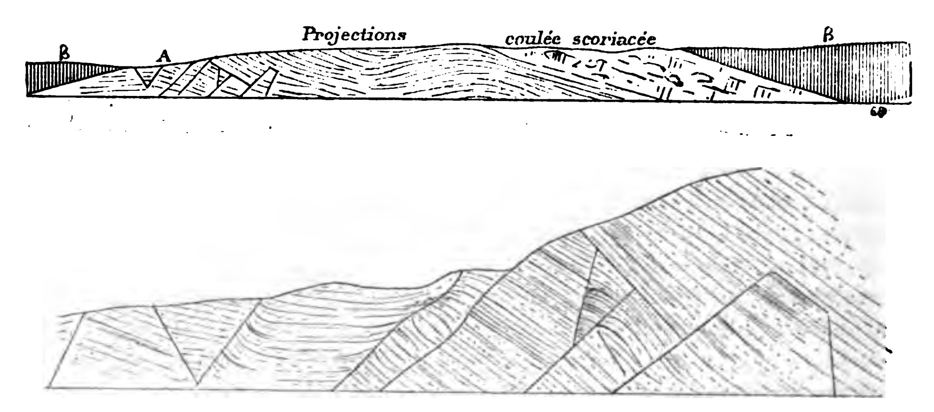


Fig. 69. — Le premier croquis représente une tranchée à Rougeat. — Le second croquis donne le détail de la partie A.

J'ai observé plusieurs fois un phénomène de métamorphisme des plus curieux. Bien qu'il soit connu depuis longtemps, on n'a pas souvent l'occasion d'en voir des exemples et il est bon de signaler des localités d'une manière précise. Il s'agit de la division en petits prismes réguliers, et sous l'influence du basalte, du terrain sur lequel cette roche a coulé. Rien n'est plus élégant que cette reproduction en petit des phénomènes de retrait de la roche éruptive. Un bel exemple peut se voir au nord de Chilhac (feuille de Brioude), près du village d'Esplot, dans une carrière située sur le bord de la route de Chilhac à Paulhaguet. Ici le basalte a coulé sur des tufs de projection. Entre les tufs et les prismes basaltiques se trouve une assise de prismes très réguliers ayant 50 centimètres de hauteur sur 4 à 6 centimètres de diamètre. La substance est une argile très ferrugineuse. Les joints présentent un beau reflet métallique.

[1] Un grand nombre des préparations que j'ai examinées proviennent des récoltes de M. Bourgeois et font partie des collections du laboratoire de M. Fouqué, au Collège de France.

Près de La Roche-Lambert (feuille du Puy), à côté du château et sur le chemin qui y conduit, une coulée basaltique repose sur des sables d'alluvion par l'intermédiaire d'une jolie colonnade en miniature, composée de prismes réguliers de 20 à 30 centimètres de hauteur et de 1 à 2 centimètres de diamètre.

Un autre phénomène, celui-ci purement mécanique, peut s'observer quand les coulées basaltiques reposent sur des terrains peu résistants, comme le sont en général les tufs de projection. Il arrive quelquefois que ces tufs sont bouleversés et offrent en petit l'image des failles et des plissements que montrent toutes les coupes des gisements de houille.

L'exemple (fig. 69) se voit à Rougeat, le long d'une route en tranchée, en face de la station du chemin de fer. Il est probable que le bouleversement des lits de projections est dû à la pression de la lave entourant le monticule scoriacé.

Age des éruptions. — Les environs du Puy nous ont déjà permis de fixer l'âge de la plupart des basaltes du versant de la Loire. Nous avons vu que la grande majorité constituent les basaltes des plateaux de cette région et remontent au Pliocène supérieur.

Il paraîtrait rationnel de considérer les basaltes du versant de l'Allier comme appartenant à la même époque. On ne voit pas pourquoi, en effet, les coulées relevant d'un même système volcanique seraient d'âge différent à l'ouest et à l'est. Toutefois, les dispositions topographiques dont j'ai parlé tout à l'heure, c'est-à-dire la présence des basaltes du versant occidental au fond ou assez près du fond de la vallée de l'Allier, ont porté les auteurs à considérer ces basaltes comme relativement récents. La bonne conservation d'un grand nombre de cônes volcaniques les confirmait dans cette supposition.

Cette sorte de contradiction, entre les documents fournis par l'étude du versant de la Loire et les observations qu'on peut faire du côté de l'Allier, donne un intérêt tout particulier à la solution du problème.

La paléontologie pouvant seule permettre de trancher la question, j'ai d'abord cherché à retrouver des ossements fossiles découverts, en 1828, dans des tufs basaltiques de Saint-Privat d'Allier et décrits par Bertrand de Doue[1], d'après les déterminations de Cuvier. Ces déterminations sont les suivantes :

Rhinoceros leptorhinus.
Hyœna spelœa.
Cervus, 4 espèces dont l'une très grande.

Je n'ai pas retrouvé, dans les collections, les fragments de Rhinocéros et de Cerfs figurés dans le mémoire de Bertrand de Doue. Les fig. 1 et 5 de la pl. I, qui sont données comme des dents de Cerfs, représentent sûrement des dents de Bovidés. Le musée du Puy possède, de cette localité, des os longs d'un petit Bœuf (peut-être le *Bos elatus*). La mandibule d'*Hyæna spelœa*, figurée pl. II dans la notice de Bertrand de Doue, se trouve encore au musée du Puy. Elle

[1] *Ann. Soc. agric. du Puy*, 1828, p. 194.

offre des différences notables avec l'Hyène des cavernes. Ces documents n'ont pas grande signification au point de vue qui nous occupe. Nous serons plus heureux avec d'autres gisements.

Gisement de Mammifères fossiles du Coupet. — La montagne du Coupet est connue depuis longtemps des minéralogistes et des paléontogistes, à cause des gemmes et des ossements fossiles qu'on y récolte. Dorlhac en a publié une description qu'accompagne une liste de fossiles dressée par M. Aymard[1].

La montagne du Coupet (fig. 70) se trouve dans la partie septentrionale et occidentale de la chaîne du Velay, non loin de la station de chemin de fer de Rougeat. C'est un cône de projections, qui domine de 140 mètres le plateau environnant. La partie supérieure offre une dépression qui représente probablement les dernières traces d'un cratère. Vers la base du cône, les scories reposent sur un tuf aggloméré, à petits éléments. Une coulée de basalte s'intercale, vers le nord, entre le cône de projections et les tufs; elle se développe sur la rive gauche du ruisseau de Saint-Eble et se termine en pointe après un parcours de 3 ou 4 kilomètres. La forme de cette coulée est si nette qu'on reconnaît sa nature sur une carte topographique. A sa terminaison, elle repose sur des alluvions anciennes, quartzeuses, jaunes, à grains fins, sans éléments volcaniques. Ces alluvions sont la prolongation de sables jaunes très développés sous les basaltes des environs de Couteuges, et sur l'âge desquels je ne possède aucune donnée. Il serait très intéressant d'y trouver des fossiles, car ces sables représentent le lit d'un cours d'eau contemporain de l'éruption des basaltes qui les recouvrent.

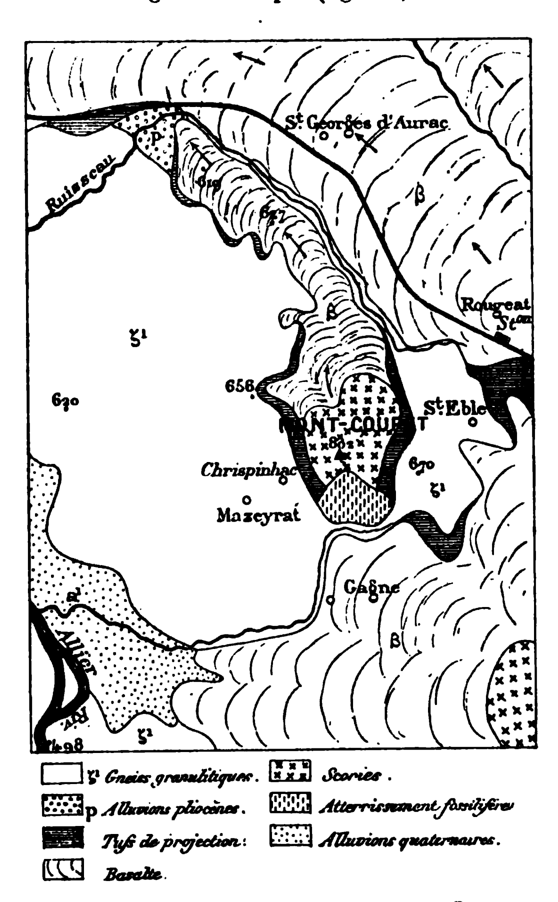


Fig. 70. — Carte géologique du Mont-Coupet et des environs.

[1] *Ann. Soc. du Puy* t. XIX.

Sur le flanc sud du cône volcanique, le gisement fossilifère et gemmifère se trouve dans une formation à laquelle les géologues locaux donnaient le nom de brèches alluvio-volcaniques et qu'ils regardaient comme le produit d'éruptions boueuses. C'est une terre jaune, argileuse, assez dure, renfermant une grande quantité de fragments volcaniques de toutes grosseurs et à divers degrés d'altération. Cette sorte de brèche est stratifiée en couches inclinées, parallèles à la pente générale de la montagne. Les ravins qui sillonnent les flancs du cône et les carrières établies pour l'exploitation de la pouzzolane sous-jacente montrent que son épaisseur croît à mesure qu'on approche de la base du cône.

Son origine est facile à comprendre. Il s'agit d'un dépôt formé sur les pentes par le ruissellement des eaux sauvages, qui entraînent, vers la base du cône, les lapillis du sommet, après que les agents atmosphériques les ont altérés et désagrégés. Aussi est-ce dans cet atterrissement que les diverses gemmes, corindons, zircons, grenats, spinelles, etc. sont particulièrement abondantes, une grande partie de la gangue qui enveloppait ces minéraux ayant été entraînée.

C'est également dans ce dépôt que se trouvent un grand nombre d'ossements dans un fort mauvais état de conservation. Il ne paraît pas y avoir d'accumulations d'os. Les débris sont disséminés un peu partout, au milieu de cette sorte de tuf terreux et bréchoïde. Les exploitations de pouzzolane et les ravinements dus aux eaux pluviales permettent au géologue d'en recueillir un certain nombre en peu de temps.

Aymard a donné, des animaux du Coupet, la liste suivante :

Machairodus Sainzelli, Aym.
Machairodus pliocenus, Aym.
Felis, indét.
Hyœna brevirostris, Aym.
Mustela ? sp.
Orenomys elaveris, Aym.
Anancus (*Mastodon*) *macroplus*, Aym.
Mastodon, sp.
Rhinoceros mesotropus, Aym.
Tapirus Vialetti, Aym.
Equus ligeris, Aym.
Equus, sp.
Sus, sp.
Cervus, plusieurs espèces indét.
Antilope torticornis, Aym.
Bos, sp.

On voit que toutes les espèces du Coupet ont été regardées comme nouvelles par Aymard. Malheureusement, cet auteur ne les a jamais décrites. Il s'est contenté de figurer un noyau de corne de l'*Antilope torticornis*. J'ai reconnu, dans sa collection, un certain nombre de pièces du Coupet. Des ossements provenant de la même localité se trouvent au musée de Lyon. J'ai recueilli moi-même quel-

ques débris que j'ai déposés au Muséum de Paris. La liste suivante des espèces du Coupet a été dressée d'après tous ces documents :

* *Machairodus meganthereon*, Croiz. [1]
* *Machairodus*, sp.
* *Felis brevirostris*, Croiz et Job.
* *Hyæna Perrieri*, Croiz et Job.
* Carnassier de la taille du Renard.

Hystrix elaveris, M. Boule *ex* Aym.
Mastodon arvernensis, Croiz. et Job.
Elephas, sp.
Rhinoceros etruscus, Falc. (?)
Tapirus arvernensis, Cr. et Job.
Equus Stenonis, Cocchi.
Cervus pardinensis, Cr. et Job.
Cervus, sp.
Antilope (*Palæoreas*) *torticonis*, Aym.

La détermination du genre *Elephas* repose sur quelques lames d'émail, qui se trouvent dans la collection des fossiles de la Haute-Loire au Muséum.

Le Coupet est le seul endroit du Velay où l'on ait trouvé à la fois du Mastodonte et de l'Eléphant. Le fait n'a rien de surprenant, étant donnée la nature du gisement. Le dépôt détritique fossilifère s'est fait lentement. Il correspond à l'existence d'un nombre considérable de générations d'êtres vivants. Il se continue encore de nos jours sur certains points.

Il n'en est pas moins vrai que, les débris d'Eléphant mis à part, la faune du Coupet est identique à celle de Vialette, aux environs du Puy, et à celle de Perrier, en Auvergne. Il est indiscutable que le volcan du Coupet, aux dépens duquel s'est effectué le dépôt fossilifère, remonte au Pliocène moyen. Ce résultat est d'autant plus curieux que le volcan du Coupet et sa coulée de lave ont un aspect de fraîcheur qui les a fait inscrire dans le Quaternaire par les géologues.

La coulée de basalte du Coupet restant sur le plateau, elle ne nous donne aucune indication sur l'état de la vallée de l'Allier pendant le Pliocène moyen. Une autre localité va nous fournir des renseignements complémentaires.

Gisement de Chilhac (fig. 71).— A Chilhac, localité située à 10^{km} en aval de Langeac, j'ai pu établir l'âge d'une coulée se tenant à une très faible hauteur au-dessus de la rivière. Au nord du village, et adossé aux flancs gneissiques de la vallée de l'Allier, se trouve une montagne de scories, dont le sommet atteint 782^{m} d'altitude. Ce volcan a donné une nappe de basalte qui vient former, à 50^{m} au-dessus de l'Allier, une plate-forme composée de beaux prismes basal-

[1] Les espèces précédées d'un astérisque ont été déterminées par M. Depéret sur des pièces du musée de Lyon.



Phototypie BELLOTTI, Saint-Etienne.

BASALTE DE CHILHAC



tiques. Chilhac est bâti sur cette plate-forme (pl. VIII). Le basalte repose, par l'intermédiaire d'un lit de projections bien stratifiées, sur une assise alluviale formée de gros cailloux roulés ou aux angles simplement émoussés. La plupart de ces cailloux sont de la grosseur d'une tête humaine. Il en est qui at-

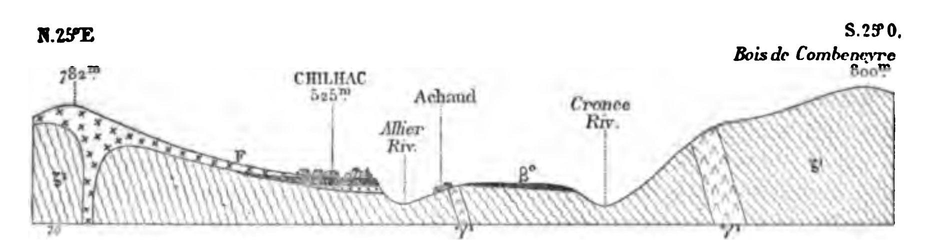


Fig. 71. — Coupe de la vallée de l'Allier, à Chilhac. F, point fossilifère.

teignent un mètre de diamètre. Ces blocs sont de gneiss, de fibrolite, de granite, de granulite, de basalte, etc. Il y a diverses variétés de basaltes, notamment des variétés vitreuses. Entre les blocs, se trouve un sable grossier, jaune ou rougeâtre, avec parties bien stratifiées. Les cailloux roulés reposent sur le gneiss ; leur base est à 30^{m} environ au-dessus de l'Allier.

Si, remontant la coulée, on se dirige vers le nord, on arrive bientôt au pied du cône de projections. Celles-ci sont souvent à peu près intactes, non remaniées, encore soudées entre elles par de la matière vitreuse, et leur superposition au basalte ne paraît pas douteuse. Mais dans les petits ravins qui descendent du cône, elles ont un aspect terreux et présentent des caractères de remaniement par les eaux sauvages. M. le comte de Morteuil, ancien maire de Chilhac, a recueilli depuis longtemps des ossements de Mammifères dans ces sortes de tufs. Il a bien voulu me guider au terroir de Varennes, où se trouve le principal gisement. J'ai pu acquérir une idée nette des relations stratigraphiques de la formation et y recueillir moi-même divers fragments osseux. J'ai pu déterminer : *Mastodon arvernensis*, *Rhinoceros leptorhinus* ou *Rh. etruscus*, *Equus Stenonis*, plusieurs *Cervus* rappelant des espèces de Perrier, une prémolaire supérieure d'*Hyæna*.

Ainsi, malgré sa faible altitude au-dessus du niveau de la vallée de l'Allier, profonde de 300^{m} en ce point, le basalte de Chilhac est beaucoup plus ancien qu'on ne l'avait supposé, puisqu'il supporte des projections volcaniques remaniées, avec une faune dont les éléments appartiennent au Pliocène moyen.

Il me paraît logique d'attribuer la même antiquité à toutes les nappes basaltiques de la vallée de l'Allier se trouvant dans une position topographique analogue à celle du basalte de Chilhac.

Il y aurait donc, du côté de l'Allier, comme du côté de la Loire, des volcans à scories encore bien conservés qui dateraient du Pliocène moyen.

Quand aux coulées qui arrivent à un niveau encore plus bas dans la vallée de l'Allier, je les rapproche de celles qui couronnent les plateaux des environs du

Puy. Je suppose que, à l'exemple de ces dernières, elles appartiennent au Pliocène supérieur et qu'elles correspondent au maximum d'activité des volcans du Velay. Enfin, certains basaltes des environs de Monistrol peuvent appartenir au Pléistocène ancien, mais ce sont là des exceptions peu nombreuses à coup sûr, et l'on peut affirmer que l'âge moyen des éruptions de la chaîne du Velay remonte au Pliocène supérieur.

Remarques sur le creusement des vallées. — On voit que, de cette manière, tout rentre dans l'ordre et qu'il n'y a plus contradiction entre les renseignements fournis par l'étude de la vallée de la Loire et ceux fournis par la vallée de l'Allier. Mais les observations que je viens de résumer donnent lieu à quelques remarques intéressantes sur le creusement des vallées.

D'abord, il est évident que le creusement de la haute vallée actuelle de l'Allier remonte à une époque plus ancienne que le creusement de la haute vallée actuelle de la Loire. Tandis que celle-ci est tout entière établie au milieu des terrains du Pliocène moyen et du Pliocène supérieur, on peut dire que l'Allier pliocène, entre Langogne et Langeac, était sensiblement le même que l'Allier actuel, car une différence de profondeur de 30, 40 et même 50 mètres est bien peu de chose quand il s'agit d'une vallée dont la profondeur moyenne est de 300 mètres.

Il est à peu près certain que la bande gneissique de la vallée de l'Allier a toujours occupé une position basse par rapport aux deux masses granitiques qui la bordent du côté de l'Auvergne et du côté du Velay. Les dépôts houillers de Langeac et de Lavaudieu semblent indiquer qu'une dépression du sol existait déjà, dans ces gneiss, à l'époque primaire. D'autres mouvements orogéniques ont dû préparer l'invasion des eaux oligocènes, en augmentant la chute des gneiss entre les deux fronts granitiques qui les bordent. Mais, en supposant que cette sorte de fossé profond ne remonte qu'au Miocène supérieur, comme rien ne nous autorise à déclarer que cette région ait subi des bouleversements plus récents, il est probable que l'Allier date véritablement de cette époque. Il n'est donc pas étonnant qu'à l'époque du Pliocène moyen, ce cours d'eau accuse déjà un profil assez voisin du profil actuel. Son *niveau de base* n'a jamais été modifié d'une façon très sensible. Les quelques barrages produits par l'envahissement des coulées sont des accidents purement locaux, que la rivière a, pour ainsi dire, réparés rapidement en se frayant un passage dans le granite voisin.

Dans la vallée de la Loire, au contraire, nous avons pu reconnaître, aux environs du Puy, la vallée du Pliocène moyen, et nous avons vu qu'elle n'a aucun rapport avec la vallée actuelle. En examinant la carte pl. IV, le lecteur déterminera facilement la position du flanc droit de la vallée du Pliocène moyen et il verra que la direction de cette vallée est perpendiculaire à la direction des vallons actuels de Vals et de Ceyssac, lesquels sont creusés dans les dépôts qui ont comblé la vallée pliocène.

La vallée de la Loire ne paraît pas correspondre, comme celle de l'Allier, à un

accident orogénique bien défini et d'une grande antiquité géologique. On peut donc se demander si la Loire n'a pas usurpé le titre de cours d'eau principal et si ce n'est pas l'Allier qui mériterait de donner son nom à la masse d'eau qui tombe dans l'Océan près de Saint-Nazaire. C'est une question qu'il serait intéressant de discuter à fond.

Quoi qu'il en soit, les résultats qui précèdent sont de nature à nous mettre en garde contre les généralisations à propos de cette question si difficile de l'âge du creusement des vallées actuelles.

Beaucoup de géologues pensent encore qu'il faut rapporter à une époque unique les grandes extensions glaciaires, le creusement des vallées, etc. Ils regardent ces phénomènes comme caractérisant le Quaternaire. Il en était de même, naguère, pour l'âge du granite, des récifs coralligènes, etc. Les études patiemment poursuivies sur le terrain nous apprennent tous les jours qu'une pareille uniformité n'existe pas dans la nature.

En ce qui concerne le creusement des vallées, le professeur Winchell nous montrait naguère, à Fort-Snelling, dans le Minnesota, sur le Missisipi, le confluent de deux vallées : l'une date de l'époque carbonifère, l'autre est quaternaire.

Dans des proportions plus modestes, la même différence s'observe pour les hautes vallées de la Loire et de l'Allier.

De plus, il faut remarquer qu'une vallée peut ne pas avoir une histoire uniforme pour les divers points de son parcours. Il est certain, par exemple, que l'Allier actuel, aux environs de Langeac, est sensiblement le même que l'Allier pliocène, tandis qu'aux environs d'Issoire, dans le Puy-de-Dôme, les deux tracés sont assez différents.

RÉSUMÉ GÉNÉRAL

Je crois devoir faire suivre l'exposé de mes recherches d'un résumé général, en lui donnant la forme d'un récit chronologique. Je voudrais essayer de retracer l'évolution physique de cette région de la France centrale qui constitue le pays du Velay.[1]

Les terrains les plus anciens sont formés par des schistes cristallins (gneiss et micaschistes). Ces dépôts primitifs ont été métamorphisés, de très bonne heure, par des épanchements formidables de roches éruptives acides : granite et granulite. Presque partout les gneiss normaux ont été transformés en gneiss granulitiques. En même temps ils ont subi des actions mécaniques intenses. La bande gneissique de la vallée de l'Allier est comme pincée, étirée entre les deux massifs de granite de la Margeride et du Velay. Le granite du Velay, très riche en pinite et en enclaves de schistes cristallins, passe peu à peu, dans le bassin du Rhône, aux gneiss à cordiérite. Sur des espaces considérables ces deux roches se pénètrent de la façon la plus intime (p. 21-39).

Plus tard, probablement vers l'époque carbonifère, sont sortis des porphyres et des roches analogues aux andésites et aux labradorites récentes. De véritables volcans s'établirent probablement sur certains points. L'absence de toutes traces d'appareils de projection ou de coulées peut être attribuée à l'érosion. Seuls de nombreux dykes dénoteraient encore l'emplacement des anciennes bouches éruptives (p. 39-46).

Vers la même époque sont survenus les plissements hercyniens, qui ont donné naissance à une chaîne de montagnes probablement assez élevée. La direction de ces plissements est très difficile à fixer dans le Velay, à cause de la prédominance du granite. Il est probable que cette roche a dû résister plus que d'autres aux efforts orogéniques, qu'elle a dû jouer, dès cette époque, le rôle de *horst* par rapport aux gneiss environnants. Ainsi se seraient établis les premiers linéaments de la haute vallée de l'Allier.

Il est difficile de dire ce qui s'est passé, dans le Velay, pendant les temps se-

[1] Les chiffres placés entre parenthèses renvoient aux pages du mémoire où sont développées les considérations dont je présente ici le résumé.

condaires. Je ne crois pas que les mers liasiques ou jurassiques aient jamais recouvert complètement cette région. Mais il est probable (p. 80) que ces mers s'avançaient dans l'intérieur des terres beaucoup plus loin que les affleurements actuels des terrains qu'elles ont déposés.

L'œuvre des temps secondaires a dû consister en l'abrasion de la chaîne hercynienne par les phénomènes atmosphériques. Au début des temps tertiaires, l'Auvergne et le Velay devaient présenter des reliefs peu considérables, des formes topographiques aux contours larges et arrondis, semblables à celles qui caractérisent actuellement le Bas-Limousin.

Pendant la durée de l'Eocène, le Plateau central a dû subir le contre-coup des oscillations dont les effets ont été bien étudiés dans le bassin de Paris et ailleurs. C'est probablement grâce à l'une de ces oscillations que des lacs ont pu s'établir, dès cette époque, dans le bassin du Puy, le dépôt des arkoses paraissant bien remonter à l'Eocène (p. 50-57).

Par suite d'une nouvelle oscillation, ou peut-être par suite d'un simple phénomène de comblement, ces lacs ont disparu et les arkoses ont été en partie démolies par l'érosion.

Un mouvement du sol très important marque le début de l'Oligocène. Alors s'établissent, dans le Velay comme en Auvergne, de nouveaux lacs d'eau douce. L'altitude de ces lacs était si peu élevée au-dessus de la mer que cette dernière leur envoyait souvent des flots d'eau salée et les transformait temporairement en véritables lagunes remplies d'eau saumâtre. Une de ces lagunes se trouvait sur l'emplacement même de la ville du Puy. Les communications entre l'eau douce et l'eau salée étaient maintes fois interrompues et maintes fois rétablies. De là ces alternances, dans les dépôts lagunaires infra-tongriens, de gypses sans fossiles et de marnes avec Mollusques d'eau saumâtre. Les bords des lagunes étaient fréquentés par plusieurs espèces de *Palæotherium*.

Bientôt le bassin du Puy fut complètement à l'abri des incursions de l'eau marine qui put séjourner encore longtemps dans les bassins de Montbrison et de Roanne, situés en aval du bassin du Puy. Alors se déposèrent, au centre du lac du Velay, des marnes et des calcaires exploités aujourd'hui à Ronzon, près du Puy. Ces calcaires nous ont fait connaître la faune de Mammifères contemporaine du calcaire de Brie. Aux bords du lac, c'étaient plutôt des argiles sableuses qui se déposaient. La sédimentation a probablement duré pendant toute l'époque tongrienne et peut-être aussi pendant l'Aquitanien. L'absence de fossiles, dans les couches supérieures, ne permet pas de se prononcer sur ce point (p. 57-77).

Pendant le Miocène (probablement le Miocène supérieur), un large cours d'eau, peut-être un lac, se trouvait sur l'emplacement du massif actuel du Mézenc. Les dépôts, consistant en sables quartzeux, argileux, avec silex et chailles jurassiques remaniés, arrivent très près de la ligne de partage des eaux des

bassins de la Loire et du Rhône. L'abondance des chailles jurassiques, paraissant n'avoir pas subi un transport bien long, nous porte à croire que des affleurements de terrains secondaires existaient autrefois assez près de cette région. (p. 77-81).

Au Miocène supérieur, de grands mouvements du sol transforment complètement le Plateau central.

Loin d'expirer au pied des massifs cristallins du centre de la France, les plissements alpins se poursuivent dans cette région, en produisant une série d'anticlinaux et de synclinaux à grands rayons de courbures. Le développement de ces plis a été gêné par la présence des massifs granitiques du Velay. De grandes fractures ont découpé la province en un certain nombre de compartiments ou de voussoirs, qui ont joué les uns par rapport aux autres, en établissant les principaux traits de l'orographie actuelle (p. 81).

Il ne faut pas s'exagérer l'importance du relief produit par ces mouvements. J'ai montré, par l'étude des cours d'eau qui sillonnaient le Velay immédiatement après cette convulsion, que la différence d'altitude, entre le point le plus élevé et le point le plus bas de cette région, ne dépassait guère 500 mètres, tandis que cette différence atteint actuellement 1200 mètres. L'augmentation est due, pour une part, à l'entassement des déjections volcaniques et pour une autre part, au creusement de vallées profondes par les cours d'eau pliocènes et pléistocènes.

De la même époque datent les débuts de l'activité volcanique, corrélatifs des mouvements orogéniques. Cette activité volcanique s'est manifestée pendant toute la durée du Pliocène et une grande partie du Pléistocène, mais elle s'est déplacée en progressant de l'est vers l'ouest.

Les coulées les plus anciennes s'observent dans les massifs du Mézenc et du Mégal (p. 85 et suiv). Ce sont des basaltes se reliant aux basaltes du plateau des Coirons, dans l'Ardèche, lesquels sont contemporains de la faune de Mammifères de Pikermi et du Mont-Léberon. J'ai retrouvé, au Mézenc, la flore fossile du Miocène supérieur des Coirons (p. 116).

Les éruptions ont été nombreuses et abondantes pendant toute la durée du Pliocène inférieur. Sur le basalte miocène reposent quelques masses trachytiques. Celles-ci sont surmontées de coulées énormes plus ou moins basiques, andésites augitiques, labradorites augitiques, basaltes compactes et basaltes porphyroïdes. J'ai donné des renseignements sur la distribution topographique de ces roches et sur leurs caractères pétrographiques (p. 120-146). Elles sont accompagnées de tufs de projection dont l'épaisseur est relativement peu importante.

Une nouvelle poussée acide a eu lieu à la fin du Pliocène inférieur ou au commencement du Pliocène moyen. Elle débute par quelques coulées, largement étalées, d'un trachyte augitique, mais elle consiste surtout en épanchements phonolitiques formidables, qui donnent aux massifs volcaniques du Mézenc et du

Mégal une physionomie toute particulière. Aussi ai-je cru devoir étudier ces roches avec détails (p. 146-163).

Durant le Pliocène moyen, l'activité volcanique s'est à peu près épuisée, dans la partie orientale du Velay, par la sortie d'un basalte présentant des caractères assez particuliers, et formant le revêtement extérieur des massifs du Mézenc et du Mégal (p. 163).

Pendant le Pliocène inférieur et une partie du Pliocène moyen, les environs du Puy et la chaîne du Velay ont joui de la plus parfaite tranquillité. Les érosions dégradaient les parties hautes et les cours d'eau déposaient des alluvions dans le fond de la cuvette synclinale des environs du Puy. Parmi ces cours d'eau, les uns provenaient du massif du Mézenc, qu'exhaussaient constamment de nouveaux produits éruptifs. Leurs alluvions sont bien développées aux environs du Puy, où nous les avons distinguées sous le nom de sables à Mastodontes ; elles renferment toutes les roches volcaniques du Mézenc à l'état de cailloux roulés, en même temps qu'une faune de Mammifères et une flore fossile caractéristiques du Pliocène moyen. Les cours d'eau descendant de la chaîne du Velay ne déposaient que des éléments granitiques ou quartzeux (p. 168, 180 et suiv.).

Les volcans du Mézenc et du Mégal étaient à peu près éteints quand ceux des environs du Puy entrèrent en activité. De nombreux cratères s'établirent dans toute la contrée arrosée par les cours d'eau du Pliocène moyen, et la couvrirent de produits de projection. Les lapillis et les cendres volcaniques se tassaient et se consolidaient pour former les brèches limburgitiques, aujourd'hui découpées en rochers pittoresques. Les projections furent accompagnées par la sortie de basaltes en coulées. Tous ces matériaux finirent par combler les vallées où coulaient les cours d'eau du Pliocène moyen et par en faire disparaître les traces (p. 187-201).

Les éruptions basaltiques de cette époque ne furent pas localisées exclusivement aux environs du Puy. Un certain nombre de volcans s'établirent, dès le Pliocène moyen, dans la chaîne du Velay et épanchèrent leurs laves dans la vallée de l'Allier. Comme dans le bassin de la Loire, ces volcans sont relativement bien conservés.

Les cônes de scories, dégradés par les agents atmosphériques, supportent des dépôts d'atterrissement qui renferment les éléments caractéristiques de la faune des sables à Mastodontes du Puy. Leurs coulées sont descendues très bas dans la vallée de l'Allier, dont la configuration paraît avoir subi bien peu de changements depuis cette époque (p. 235-242).

Les éruptions du Pliocène moyen ne furent que le prélude de la poussée basaltique du Pliocène supérieur. A cette époque correspond la grande période éruptive de la chaîne du Velay. C'est par centaines que s'ouvrent les bouches volcaniques ; elles forment une traînée de plus de 40 kilomètres de lon-

gueur et font disparaître tous les terrains antérieurs sous une couverture de lave atteignant souvent plus de 100 mètres d'épaisseur (p. 222 et suiv.).

Du côté de la vallée de l'Allier, qui était très profonde, ces coulées ne purent obstruer que faiblement le cours de la rivière, mais du côté de la vallée de la Loire, l'inondation basaltique nivela l'ancien sol et le transforma en un vaste plateau, dans lequel les cours d'eau du bassin durent recommencer à creuser leur lit.

Cette opération dut exiger un temps considérable, bien que les changements, que nous constatons dans les faunes de Mammifères immédiatement antérieures et postérieures au creusement de la vallée, soient relativement peu importants (p. 205 et 214).

Au début du Pléistocène, le creusement de la vallée de la Loire et de ses affluents était à peu près terminé aux environs du Puy. La faune à *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Ursus spelæus* se trouve dans des dépôts situés au niveau actuel des cours d'eau (p. 217). L'homme paraît avoir fait son apparition, dès cette époque, dans le centre de la France. Il a eu le spectacle des dernières convulsions volcaniques du Velay, car on observe un certain nombre de coulées quaternaires et ses débris osseux ont été découverts au milieu des tufs et des scories volcaniques de la montagne de Denise (p. 220).

Tel est, dans l'état actuel de nos connaissances, le tableau qu'on peut tracer des événements géologiques ayant donné au département de la Haute-Loire le relief, la constitution et la physionomie qu'il possède actuellement.

Je suis bien loin de me flatter d'avoir tout compris et d'avoir tout expliqué : il faut attendre des recherches nouvelles, poursuivies avec patience, et aussi du hasard, la solution de beaucoup de problèmes. Toutefois ce travail renferme un grand nombre de données nouvelles pour la science et j'ose espérer qu'il comblera, du moins provisoirement, une lacune importante dans la description géologique du territoire français.

LISTE DES PRINCIPAUX OUVRAGES INTÉRESSANT LA GÉOLOGIE DU VELAY

1644. **Coulon** (L'abbé). — Les rivières de France ou description géographique et historique du cours et débordements des fleuves, 2 vol. in-12. Paris, 1644.

1744. **Le Monnier** (Le médecin). — Observations d'histoire naturelle faites dans les provinces méridionales de la France en 1739, in-4.

1756. **Guettard.** — Mémoire sur quelques montagnes de la France qui ont été des volcans. *Mémoires de l'Académie royale des Sciences pour 1752,* p. 27 (publiés en 1756).

1765. **Guettard.** — Mémoire sur la minéralogie de l'Auvergne. *Mém. de l'Acad. roy. des Sciences,* année 1759, p. 538 (imprimé en 1765).

1768. **Guettard.** — Mémoires sur différentes parties des sciences et des arts, 5 vol. in-4.

1774. **Desmarets.** — Mémoire sur l'origine et la nature du basalte à grandes colonnes polygones, déterminées par l'histoire naturelle de cette pierre observée en Auvergne. *Mémoires Acad. des Sciences, 1771* (publiés en 1774), p. 705, et *1773* (publiés en 1777), p. 599.

1774. **Pasumot.** — Manière dont on ramasse le grenat dans le ruisseau d'Espailly, près Le Puy-en-Velay. *Observations sur la physique*, t. III, p. 442.

1778. **Faujas de Saint-Fond.** — Recherches sur les volcans éteints du Vivarais et du Velay, avec un discours sur les volcans brûlants, les mémoires analytiques sur les schorls, etc. Grenoble et Paris, 1778, in-f°.

1780. **Giraud Soulavie** (L'abbé). — Histoire naturelle de la France méridionale. Paris, 1780-1784, 7 vol. in-8. Une partie de cet ouvrage a été imprimée à part, en 1781, sous le titre : *Chronologie physique des éruptions des volcans éteints de la France méridionale*, avec cinq planches.

1781. **Hamilton.** — Œuvres du chevalier —, avec des commentaires, par **Giraud Soulavie**, sur les phénomènes communs aux volcans agissants de l'Italie et aux volcans éteints de la France. Paris, 1781, in-8.

1782. **Pasumot.** — Mémoire sur la liaison des volcans d'Auvergne avec ceux du Gévaudan, du Velay, du Vivarais, du Forez, etc. *Observations sur la Physique,* t. XX, p. 217.

1788. **Monnet.** — Quatrième voyage minéralogique fait en Auvergne. *Observ. sur la Physique*, t. XXXIII, p. 321.

1788. **Montlosier** (comte de). — Essai sur la théorie des volcans d'Auvergne, 184 p. in-8 ; 2e édition en 1802.

1794. **Monnet.** — Histoire d'un voyage politique et minéralogique fait dans les départements du Puy-de Dôme et de la Haute-Loire, dans les mois de novembre et de décembre 1794. *Manuscrits autogr. de l'Ecole des Mines*, nº 379-3 du catalogue de la bibliothèque.

1796. **Dolomieu.** — Rapport fait à l'Institut national par le citoyen Dolomieu, ingénieur des mines, sur ses voyages de l'an V et de l'an VI. *Journal des Mines*, nºˢ 41 et 42, pluviôse et ventôse, an VI.

1796. **Passinge.** — Mémoires pour servir à l'histoire naturelle du département de la Haute-Loire. Cité par d'Archiac (*Géol. et Paléont.*, p. 172).

1803. **Lacoste de Plaisance** (L'abbé). — Observations sur les volcans de l'Auvergne, suivies de notes sur divers objets. In-8.

1810. **Brongniart** (Al.). — Mémoire sur les terrains qui paraissent avoir été formés sous l'eau douce. *Ann. du Muséum d'hist. nat.*, t. XV, p. 357.

1811. **Vital-Bertrand.** — Essai sur l'histoire naturelle et l'agriculture du département de la Haute-Loire, in-8 de 174 p.

1815. **Cordier.** — Mémoire sur les substances dites en masse qui entrent dans la composition des roches volcaniques de tous les âges. *Mém. Ac. roy. des Sciences*, 1815, p. 457.

1822. **Brongniart.** — Description géologique des environs de Paris.

1823. **Bertrand-Roux** [1]. — Description géognostique des environs du Puy-en-Velay et particulièrement du bassin au milieu duquel cette ville est située. In-8 de 240 p. avec une carte coloriée et 2 planches.

1823. **Aulagnier** (Alphonse). — Aperçu sur la géologie et l'agriculture du département de la Haute-Loire, in-8 de 303 p.

1823. **Steininger** (J.). — Die erloschenen Vulcane in Sudfrankreich, in-8 de 239 p. avec 1 carte et 1 planche.

1824. **Deribier de Cheissac.** — Statistique du département de la Haute-Loire.

1825. **Poulett-Scrope.** — Considerations on Volcanoes, 1 vol. in-8.

1826. **Ruelle.** — Rapport sur les lignites de l'Aubépin. *Annales de la Société d'agriculture du Puy*, t. I, p. 39.

1826. **Guilhaume.** — Mémoire sur les chaux du département de la Haute-Loire. *Id.*, t. I, p. 123.

1826. **Deribier de Cheissac.** — Table des pesanteurs spécifiques de quelques roches. *Id.*, t. I, p. 165.

1826. **Ruelle.** — Tableau des substances minérales du département de la Haute-Loire. *Id.*, t. I, p. 167.

1826. **Daubeny** (Ch.). — A description of active and extinct volcanoes. In-8 de 743 p. 2ᵉ édition en 1848.

1827. **Poulett-Scrope.** — Memoir on the geology of central France; including the volcanic formations of the Auvergne, the Velay, and the Vivarais. London, 1827, in-4 avec atlas oblong.

1828. **Bertrand de Doue.** — Mémoire sur les ossements fossiles de Saint-Privat et sur le terrain basaltique où ils ont été découverts. *Ann. de la Société d'agric. du Puy*, 1828, p. 194, avec 3 pl.

1828. **Deribier de Cheissac.** — Notice sur les argiles sableuses et figulines de la Haute-Loire et notamment des environs du Puy. *Id.*, p. 185.

1828. **Bravard** (A.). — Monographie de la montagne de Perrier, près d'Issoire

[1] Bertrand-Roux s'est fait appeler plus tard Bertrand de Doue.

(Puy-de-Dôme), et de deux espèces fossiles du genre *Felis*, in-8 de 145 p. avec 1 carte et 2 pl.

1828. **Dufrénoy.** — Considérations sur le Plateau central de la France. *Ann. des Mines*, 2ᵉ série, t. III, p. 35 et 309.

1829. **Lyell** (Ch.) et **Impey Murchison.** — On the excavation of valleys, as illustrated by the volcanic rocks of central France (read before the Geolog. Soc. of London, déc. 1828). *Edinburgh new philosophical Journal*, juillet 1829, in-8.

1829. **Peghoux** (Auguste). — Mémoire sur des faits géognostiques observés en Auvergne, au contact des laves et des basaltes avec les terrains stratifiés.

1829. **Mandet** père. — Rapport sur le gisement des eaux souterraines et le jaillissement des fontaines artésiennes dans le bassin du Puy. *Ann. Société agric. du Puy*, t. IV, p. 63.

1829. **Robert** (Félix). — Mémoire sur les ossements fossiles des environs de Cussac, commune de Polignac (Haute-Loire). *Id.*, p. 68, avec 4 planches.

1830. **Dufrénoy.** — Sur la relation des terrains tertiaires et des terrains volcaniques de l'Auvergne. *Ann. des Mines*, t. VII, avec 2 pl.

1833. **Amédée Burat.** — Description des terrains volcaniques de la France centrale, in-8, 342 p., 10 pl.

1833. **Pissis** (A.). — Sur la géologie des environs de Brioude. *Bulletin Soc. géol. de France*, 1ʳᵉ série, t. III.

1833. **Tournal** (fils). — Considérations sur les volcans anciens du centre de la France et sur les cratères de soulèvement.

1833. **Dufrénoy** et **Élie de Beaumont.** — Mémoire sur les groupes du Cantal et du Mont-Dore et sur les soulèvements auxquels ces montagnes doivent leur relief actuel. *Ann. des Mines*, 3ᵉ série, t. II.

1834. **Élie de Beaumont.** — Mémoire sur quelques points de la question des cratères de soulèvement. *Bull. de la Soc. géol.*, 1ʳᵉ série, t. IV, p. 225.

1834. **Pissis** (A.). — Notice sur le basalte de La Roche et les phénomènes qui ont accompagné son apparition. *Ann. Soc. agric. du Puy*, 1834, p. 110.

1834. **Desgenevez** (A.). — Observations sur le Cantal, le Mont-Dore et la composition des roches volcaniques. *Mém. Soc. géol. de France*, t. I, nº 10.

1834. **Aymard** (G.). — Lettre à la Société géologique sur le terrain gypseux du Puy. *Bull. Soc. géol. de France*, 1ʳᵉ s., t. VI, p. 236.

1836. **Robert** (Félix). — Mémoire géologique sur le bassin du Puy. *Ann. Soc. agric. du Puy*, 1835-1836, p. 53.

1836. **Pissis.** — Esquisse géognostique des environs de Brioude. *Id.*, p. 78, avec 1 carte.

1836. **Dufrénoy** et **Élie de Beaumont.** — Mémoires pour servir à une description géologique de la France. in-4.

1837. **A***.** — Notice sur les volcans et sur les produits volcaniques, broch. in-8. Le Puy, 1837.

1838. **Pissis.** — Mémoire sur les formations stratifiées du midi de l'Auvergne. *Mém. Soc. géol. de France*, 1ʳᵉ série, t. III.

1838. **Grellet.** — Esquisse géognostique du canton d'Allègre. *Ann. Soc. agric. du Puy*, t. IX, p. 109, avec 1 carte.

1840. **Bertrand de Doue.** — Notice sur les os fossiles des couches lacustres du Puy. *Neue Jarb.*, 1840, p. 120.

1841. **Cordier.** — Lettre sur le Mézenc. *Journal des Mines*, nº 153 et *Ann. Soc. agr. du Puy*, t. XI, p. 148.

1842. **Rozet.** — Analyse d'un mémoire sur les phénomènes volcaniques de l'Auvergne. *Bull. Soc. géol. de France*, 1re série, t. XIII, p. 218.

1842. **Moigno.** — Tufs volcaniques de Tarreyre (Haute-Loire). *Journal l'Echo*, 28 septembre 1842.

1843. **Pichot-Dumazel.** — Lettre sur la découverte d'un Mastodonte. *Bull. Soc. géol. de France*, 1re série, t. XIV, p. 567.

1843. **Constant Prévost.** — Résumé de la discussion relative à la formation des cônes volcaniques du Cantal et du Mont-Dore. *Bull. Soc. géol. de France*, 1re série, t. XIV, p. 217.

1843. **Pissis.** — Notice sur l'âge relatif et la position des terrains volcaniques du centre de la France. *Bull. Soc. géol. de France*, 1re série, t. XIV, p. 240.

1843. **Bertrand de Lom.** — Considérations minéralogiques et géologiques sur les buttes volcaniques de Saint-Michel, etc. *Journal l'Echo*, 30 juillet 1843, 11 janvier et 17 mars 1844.

1843. **Raulin.** — Sur la disposition des terrains tertiaires des plaines de l'Allier et de la Loire au-dessus du confluent de ces deux rivières. *Bull. Soc. géol.*, 1re série, t. XIV, p. 577.

1844. **Rozet.** — Mémoire sur les volcans de l'Auvergne. In-4 de 114 p. et 1 carte. *Mém. Soc géol. de France*, 2e série, t. I.

1844. **Pissis.** — Observations sur le relief et les limites des terrains tertiaires du bassin de l'Allier. *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, t. I, p. 46. Cette communication fut le point de départ d'une discussion, qui revint à plusieurs séances de la Société, et à laquelle prirent part **Constant Prévost, Pissis, Raulin**, etc. *Bull.*, p. 62, 117, 145, 177, 217.

1845. **Ebelmen.** — Recherches sur les produits de décomposition des espèces minérales de la famille des silicates. *Comptes rendus acad. des Sciences*, t. 20, p. 1415.

1845. **Aymard.** — Note sur une découverte de fossiles humains provenant de la montagne volcanique de Denise (Haute-Loire). *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, t. II, p. 107.

1846. **Bravard.** — Lettre sur les animaux fossiles de l'Auvergne. *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, t. III, p. 197.

1846. **Robert** (Félix). — De l'homme fossile de Denise. *Annales de la Société d'agriculture, sciences et arts du Puy*, t. XII, p. 209.

1846. **Aymard.** — Essai monographique sur un nouveau genre de mammifère fossile trouvé dans la Haute-Loire et nommé Entelodon. *Ann. Soc. agric. du Puy*, t. XII, p. 227.

1846. **Aymard.** — Notice sur le glissement des terrains, vulgairement appelés *loubine*. *Bull. des séances de la Soc. acad. du Puy*, t. IV, p. 237.

1846. **Malbos (de).** — Observations sur les formations géologiques du Vivarais. *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, t. III, p. 631.

1847. **Aymard.** — Lettres sur les ossements humains fossiles des environs du Puy et sur de nouvelles espèces de Mastodontes. *Bull. Soc. géol. de France*, 2e s., t. IV, p. 412.

1847. **Elie de Beaumont.** — Notice relative à l'une des causes présumables du phénomène erratique, etc. *Bull. Soc. géol. de France*, 2e s., t. IV, p. 1355.

1847. **Theobald** (G.). — Die vulcane des Vivarais. *Neue Jarb.*, 1847, p. 257, 2 pl.

1848. **Dufrénoy**. — Explication de la carte géologique de France, t. II, p. 245.

1848. **Aymard**. — Des fossiles humains trouvés sur la montagne volcanique de Denise, près le Puy, des ossements de mammifères signalés dans divers dépôts de la Haute-Loire et de l'époque probable de leur enfouissement. *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, t. V.

1848. **Aymard**. — Observations sur diverses espèces de Mastodontes du Velay. *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, t. V.

1849. **Aymard**. — Lettre à M. le Président de la Société géologique. *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, t. VI.

1849. **Robert** (F.). — Fossiles extraits des bancs inférieurs de la brèche de la butte volcanique du Regard. *Ann. Soc. agric. du Puy*, t. XIV, p. 72.

1849. **Pichot-Dumazel**. — Sur les Mastodontes du Velay. *Ann. Soc. agric. du Puy*, t. XIV.

1849. **Aymard**. — Sur les fossiles du gypse et du calcaire du Puy. *Ann. Soc. agric. du Puy*, t. XIV, p. 79.

1849. — Du *Cynodon*, mammifère carnassier fossile trouvé dans les calcaires marneux de Ronzon, près Le Puy. *Ann. Soc. du Puy*, t. XV, p. 92.

1850. **Forbes** (James D.). — Mémoire sur la géologie volcanique du Vivarais. Trad. par Bertrand de Doue. *Ann. du Puy*, t. XV, p. 779.

1853. **Aymard**. — Aperçu descriptif sur le gisement de Sainzelle et détermination des espèces fossiles qu'il renferme. *Ann. Soc. agric. du Puy*, t. XVIII, p. 51.

1854. **Pomel**. — Catalogue des Vertébrés fossiles découverts dans les bassins de la Loire supérieure et de l'Allier. Broch. in-8 de 193 p.

1854. **Dorlhac** et **Aymard**. — Notice géologique sur le cratère du Coupet et sur son gisement de gemmes et d'ossements fossiles. *Ann. Soc. agric. du Puy*, t. XIX, p. 597, avec 1 planche.

1856. **Aymard**. — La paléontologie de la Haute-Loire offre-t-elle, pour certaines époques, des caractères qui la particularisent? *Congrès scient. de France*, 22e session, p. 261.

1856. **Aymard**. — Rapport sur les collections paléontologiques de M. Pichot-Dumazel. *Id*, p. 227.

1856. **Bertrand de Lom**. — Communication sur le gisement de gemmes du Coupet. *Id.*, p. 335.

1856. **Aymard**, **Croizet**, **Pichot**, **Robert**, etc. — Discussion sur l'Homme fossile de Denise. *Id.*, p. 277-313.

1856. **Aymard**. — Sur les gypses du bassin du Puy. *Id.*, p. 244.

1856. **Dorlhac**. — Notice géologique sur un gisement de serpentine en blocs isolés dans du gneiss, près de Lempdes (Haute-Loire). *Ann. Soc. agric. du Puy*, t. XX, p. 679.

1857. **Pictet**. — Traité de Paléontologie, 2e édition (Renseignements sur le Velay fournis par Aymard).

1858. **Robert** (F.). — Observations sur l'homme fossile de Denise. *Ann. Soc. agric. du Puy*, t. XXI, p. CXV.

1858. **Dorlhac**. — Mention d'un gisement de serpentine entre Fix et Vernassal. *Ann. Soc. agric. du Puy*, t. XXI, p. 431.

1858. **Chardon** (Th. de). — Ossements fossiles du territoire de Polignac. *Id.*, p. 556.

1858. **Bertrand de Doue.**—Explications sur l'exploitation des lignites de la Haute-Loire. *Ann. Soc. agr. du Puy*, t. XXI, p. 636.

1859. **Lyell** (C.). — On the occurrence of Worcks of Human art in post-pliocene Deposits. *Report of the Brit. assoc. for the adv. of Science.* Aberdeen, 1859.

1859. **Dalmas.** — Carte géologique du département de l'Ardèche ; 1 feuille au 1/160.000°.

1859. **Bertrand de Doue.** — Observations relatives à l'Homme fossile de Denise *Ann. Soc. agric. du Puy*, t. XXII, p. 69.

1859. **Dorlhac** (J.). — Note sur les dépôts houillers de Brassac et de Langeac (Haute-Loire), précédée de quelques considérations sur le Plateau central, 16 p. in-8, 2 pl. Extr. *Mém. Acad. impér. de Lyon.*

1860. **Dorlhac** (J.). — Esquisse géologique du département de la Lozère. In-8, 112 p. et 1 pl.

1860. **Lecoq** (H.). — Etude sur la géographie botanique de l'Europe, 9 vol. in-8.

1860. **Hébert.** — Appréciation des travaux géologiques sur la Haute-Loire. *Revue des Sociétés savantes de France*, 1860.

1861. **Bertrand de Doue.** — Notice préliminaire relative à une deuxième édition de la Description géognostique des environs du Puy. *Ann. Soc. agricult. du Puy*, t. XXIV, p. 275.

1862. **Bertrand de Lom.** — Communication faite à l'Académie des Sciences sur des faits géologiques et minéralogiques nouveaux découverts dans les cinq grands départements volcaniques de la France, in-8 de 12 p.

1862. **Robert** (F.). — Note sur les fossiles humains de Denise et des ossements de cerfs de la Maloutcyre. *Ann. Soc. agric. du Puy*, t. XXV, p. 105.

1863. **Dorlhac.** — Etude sur les filons barytiques et plombifères des environs de Brioude, etc. *Bulletin de la Société de l'Industrie minérale*, t. VIII.

1863. **Robert** (F.). -- Relation d'une excursion géologique à Polignac et dans une partie du Velay, par Arthur Young. *Ann. Soc. du Puy*, t. XXVI, p. 96.

1863. **Robert** (F.). — Rapport sur les voyages faits au Puy, depuis l'année 1862, par divers savants. *Id.*, t. XXVI, p. 153.

1864. **Lecoq** (H.). — Les Eaux minérales du massif central de la France, considérées dans leurs rapports avec la Chimie et la Géologie. Paris, in-8.

1864. **Poulett-Scrope.** — Les Volcans, 1 vol. in-8. L'édition anglaise, parue en 1862, est la 2e édition du travail publié en 1825 sous le titre : *Considerations on Volcanoes.*

1864. **Robert** (F.). — Description d'ossements fossiles de cerfs contenus dans une gangue identique à celle qui renferme les ossements humains trouvés à Denise. *Ann. Soc. du Puy*, t. XXVII, p. 84.

1865. **Pascal** (L.). — Etude géologique du Velay, 1 vol. in-8, 420 p. et 1 carte.

1865. **D'Archiac.** — Leçons sur la faune quaternaire professées au Muséum d'histoire naturelle, 1 vol. in-8.

1866. **Poulett-Scrope.** — Géologie et volcans éteints du centre de la France (trad. Vimont), 1 vol. in-8 avec pl.

1866. **Lanoy** (Ferdinand de). — Voyage aux volcans de la France centrale, in-4. Extr. du *Tour du Monde*, année 1866.

1866. **Lecoq** (H.). — Les Volcans du centre de la France ; conférence faite à la Sorbonne. Extr. *Revue des Cours scientifiques*, nº du 10 février 1866.

1866. **Lecoq** (H.). — Le Léman et les anciens lacs d'Auvergne ; discours prononcé à la rentrée des Facultés de Clermont en 1866, in-8.

1866. **Rames** (J.-B.). — Etude sur les volcans, 1 vol. in-32.

1867. **Lecoq** (H.). — Les époques géologiques de l'Auvergne, 5 vol. in-8 avec pl.

1867. **Robert** (F.). — Sur des fossiles de Ceissaguet. *Ann. Soc. agric. du Puy*, t. XXVIII, p. 27.

1867. **Robert** (F.). — Excursion scientifique au Mézenc. *Id.*, t. XXVIII, p. 313.

1867. **Vinay** (H.). — Découverte de coquilles marines fossiles dans un gisement de sable et galets à L'Herm, près le Monastier (Haute-Loire). *Ann. Soc. agric. du Puy*, t. XXVIII, p. 341.

1868. **D'Archiac**. — Paléontologie de la France, 1 vol. in-8.

1870. **Aymard**. — Compte-rendu de l'excursion de la Société géologique de France aux rochers Saint-Michel et Corneille. *Bull. Soc. géol. de France*, 2ᵉ série, t. XXVI, p. 1045.

1870. **Lartet** (L.). — Compte-rendu de la course faite le lundi 13 septembre par les membres de la Société géologique à Ronzon, Ceyssac, à la Denise, à Espaly et à Saint-Marcel. *Id.*, p. 1048.

1870. **Marion**. — Remarques sur les végétaux fossiles des calcaires marneux de Ronzon. *Id.*, p. 1059.

1870. **Tournouër**. — Sur les coquilles fossiles des calcaires d'eau douce des environs du Puy-en-Velay. *Id.*, p. 1061.

1870. **Sauvage**. — Note sur des poissons du calcaire de Ronzon, près le Puy-en-Velay. *Id.*, p. 1069.

1870. **Lecoq**. — Compte-rendu de la course faite par la Société géologique à Montredon, Corsac, Peyredeyre. *Id.*, p. 1076.

1870. **Saporta (de)**. — Remarques sur la flore des arkoses de Brives. *Id.*, p. 1078.

1870. **Gaudry** (A.). — Remarques sur les collections paléontologiques du Puy. *Id.*, p. 1079.

1870. **Lory**. — Compte-rendu de la course du 15 septembre à Polignac, Cussac, etc. *Id.*, p. 1080.

1870. **Lecoq**. — Le lac du Bouchet. *Id.*, p. 1086.

1870. **Lory**. — Courses des 16 et 17 septembre à L'Herm, Monastier, le Mézenc, etc. *Id.*, p. 1089.

1870. **Morière**. — Communication sur les galets à fossiles marins de L'Herm. *Id.*, p. 1092.

1870. **Grüner**. — Communication à propos des couches à chailles de L'Herm. *Id.*, p. 1093.

1870. **Delanouë**. — De la formation de certaines roches du Puy-en-Velay. *Id.*, p. 1098.

1870. **Aymard, Grüner, Rozemont, Tournaire, Lory, Vinay**. — Observations sur la communication précédente. *Id.*, p. 1102.

1870. **Tournaire**. — Note sur la constitution géologique du département de la Haute-Loire et sur les révolutions dont ce pays a été le théâtre. *Id.*, p. 1106.

1870. **Hedde** (J.). — Notice sur la brèche éruptive et sur les dykes du bassin du Puy-en-Velay. *Id.*, p. 1171.

1870. **Tardy**. — Notes sur le terrain à chailles de l'Herm et sur les glaciers du Velay. *Id.*, p. 1178.

1871. **Lecoq** (H.). — L'eau sur le Plateau central de la France, in-8 de 394 pages, avec pl.

1872. **Dalmas** (J.-B.). — Itinéraire du géologue et du naturaliste dans l'Ardèche et une partie de la Haute-Loire, in-8, avec pl.

1872. **Marion** (A.-F.). — Description des plantes fossiles des calcaires marneux de Ronzon (Haute-Loire). *Ann. des Sciences naturelles*, 5e série, t. XIV.

1872. **Fabre** (G.). — Matériaux pour servir à la description géologique du département de la Lozère, in-8, 27 p. et 2 pl.

1873. **Dufrénoy**. — Explication de la carte géologique de France, t. III.

1873. **Saporta** (de). — Sur les caractères propres à la végétation pliocène. *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, t. I.

1874. **Hedde** (I.). — Monographie de Ronzon. 128 p. in-8. *Revue des Sociétés savantes*, 2e série, t. VI.

1874. **Robert** (F.). — Les Volcans de la Haute-Loire. *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, t. II, p. 245 ; t. IV, p. 355 ; t. VI, p. 40.

1874. **Emmons** (A.-B.). — On Some phonolite from Velay and the Westerwald. Thèse in-8, Leipzig.

1875. **Lasaulx** (A. von). — Etudes pétrographiques sur les roches volcaniques de l'Auvergne, etc., trad. Gonnard, 1 vol. in-8. Ces études ont d'abord paru dans *Neues Jarbuch* de 1869 à 1872.

1877. **Fabre** (G.). — Sur l'âge du soulèvement de la Margeride. *Comptes-rendus Acad. des Sciences*, t. 84, p. 566.

1878. **Robert** (F.). — Observations sur les alluvions marines et les marnes irisées du bassin du Puy. *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, t. VI, p. 46.

1878. **Torcapel**. — Les glaciers quaternaires des Cévennes. *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, t. VI, p. 600.

1878. **Saporta** (de). — Essai descriptif sur les plantes fossiles des arkoses de Brives près le Puy-en-Velay. *Ann. Soc. agric. du Puy*, t. XXXIII.

1878. **Gaudry** (A.). — Les Enchaînements du monde animal dans les temps géologiques. Mammifères tertiaires, 1 vol. in-8.

1879. **Penck** (Albrecht). — Ueber Palagonit und Basals-tuffe. *Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft*, 1879, p. 504.

1879. **Fouqué** et **Michel Lévy**. — Minéralogie micrographique. Description des roches éruptives françaises, 1 vol. in-4 et atlas.

1879. **Julien** (A.). — Les volcans de la France centrale et les Alpes. *Annuaire du Club alpin*, 1879.

1880. **Tournaire**. — Carte géologique du département de la Haute-Loire au 1/80,000e, 4 feuilles et 1 pl. de coupes.

1881. **Amiot**. — Bassin houiller de Langeac. *Etudes des gîtes minéraux de la France*, publiées par le Service des topographies souterraines.

1882. **Filhol** (H.). — Etude des mammifères fossiles de Ronzon (Haute-Loire). *Biblioth. de l'Ecole des Hautes-Etudes. section des Sciences naturelles*, vol. XXIV, no 4.

1882. **Fouqué**. — *Carte géologique détaillée de la France au 1/80,000e*. Feuille de Brioude.

1882. **Torcapel**. — Le Plateau des Coirons (Ardèche) et ses alluvions sous-basaltiques. *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, t. X, p. 406.

1883. **Descloizeaux** et **Jannetaz.** — Note sur l'existence de la néphéline en grains d'un blanc d'émail dans des blocs d'oligoclase ponceux, à Denise, près Le Puy. *Bull. Soc. minéralog. de France*, t. V, p. 320.

1884. **Gonnard** (F.). — Des gisements de fibrolite sur le Plateau central. *Bull. Soc. minér. de France*, t. VI, p. 294.

1884. **Bourgeois.** — Sur un gisement de néphéline au Mézenc (Haute-Loire). *Bull. Soc. minér. de France*, t. VI, p. 16.

1884. **Depéret** (C.). — Nouvelles études sur les Ruminants pliocènes et quaternaires, d'Auvergne. *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, t. XII, p. 247.

1885. **Depéret** (C.). — Description géologique du bassin tertiaire du Roussillon. *Ann. des Sciences géologiques*, 1885.

1886. **Malègue** (H.). — Guide du touriste dans la Haute-Loire, in-32 de 130 p.

1886. **Julien** (A.). — Brèches volcaniques et moraines dans la France centrale. *Annuaire du Club alpin français*, 1886.

1887. **Boulay** (L'abbé). — Notice sur la flore tertiaire des environs de Privas (Ardèche). *Bull. de la Soc. botan. de France*, t. XXXIV, p. 227.

1887. **Fabre** (G.). — Origine des cirques volcaniques. Description du groupe des volcans de Bauzon (Ardèche). *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, t. XV p. 346.

1887. **Moullade** (E.). — Note sur une nouvelle espèce de daim fossile. *Mém. de la Société agricole et scientifique de la Haute-Loire*, t. IV.

1887. **Termier.** — Sur les éruptions de la région du Mézenc, vers les confins de la Haute-Loire et de l'Ardèche. *Comptes rendus Acad. des Sciences*, 5 décembre 1887.

1888. **Boule** (Marcellin). — Essai de Paléontologie stratigraphique de l'Homme. (Extr. *Revue d'Anthropologie*, 1888 et 1889, 102 p., in 8.

1888. **Aymard.** — Le Préhistorique dans la Haute-Loire. *Mém. Soc. agric. et scientif. de la Haute-Loire*, t. V, p. 147.

1888. **Jacquart** (l'abbé). — Etude sur les éruptions volcaniques du Velay et du Vivarais au Ve siècle. *Mém. de l'Acad. des Sciences de Lyon*, t. XXIX, p. 94.

1888. **Bertrand** (Marcel). — Sur les bassins houillers du Plateau central de la France. *Bull. Soc. géol.*, 3e série, t. XVI, p. 517.

1889. **Boule** (Marcellin). — Constitution géologique des environs du Puy. *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, t. XVII, p. 270.

1889. **Boule** (M.). — Les prédécesseurs de nos canidés. *Comptes rendus Acad. des Sciences*, 28 janvier 1889.

1889. **Boule** (M.). — Succession des éruptions volcaniques du Velay. *Comptes rendus sommaires des séances de la Soc. géolog.*, 2 décembre 1889, no 3.

1890. **Termier.** — Sur les séries d'éruptions du Mézenc et du Mégal et sur l'existence de l'œgyrine dans les phonolites du Velay. *Comptes rendus Acad. des Sc.*, 31 mars 1890.

1890. **Lacroix** (A.). — Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne. *Bull. du service de la Carte géologique*, no 11.

1890. **Boule** (M.). — Communication à la réunion des Sociétés savantes sur l'âge du creusement de la haute vallée de la Loire. *Journal officiel*, 30 mai 1890.

1890. **Lacroix** (A.). — Sur l'existence d'une roche à diaspore dans la Haute-Loire. *Bull. Soc. franç. de minér.*, t. XIII.

1890. **Lacroix** (A.). — Sur l'origine du zircon et du corindon de la Haute-Loire. *Id.*, t. XIII.

1890. **Lacroix** (A.). — Sur l'existence de la lovénite dans les phonolites néphéliniques de la Haute-Loire. *Id.*

1890, **Reinach** (Salomon). — Sur un passage de Sidoine Apollinaire. Les prétendus volcans de la France centrale au V[e] siècle. Extr. *Revue archéologique*, 1890.

1890. **Termier** (P.). — Les éruptions du Velay. I. Roches éruptives du Meygal. II. Argiles métamorphosées par le phonolite à Saint-Pierre-Eynac. *Bull. du Service de la Carte*, n° 13, juin 1890.

1890. **Boule** (M.). — Les éruptions basaltiques de la vallée de l'Allier. *Comptes rendus Acad. des Sc.*, 7 juillet 1890.

1890. **Boulay** (l'abbé). — Flore pliocène des environs de Théziers (Gard), in-8.

1890. **Fouqué.** — Le Plateau central de la France. Discours lu dans la séance publique annuelle des cinq Académies, du 25 octobre 1890, in-4.

1890. **Daubrée.** — Expériences sur les actions mécaniques exercées sur les roches par des gaz à hautes températures, doués de très fortes pressions et animés de mouvements très rapides. *Comptes rendus Acad. des Sc.*, nov. et déc. 1890 et 7 janvier 1891. *Bull. Soc. géol.*, 3[e] série, t. XIX.

1891. **Priem** (F.). — Les phonolites de la Haute-Loire. *Le Naturaliste*, n° 95.

1891. **Michel Lévy.** — Situation stratigraphique des régions volcaniques de l'Auvergne. *Bull. Soc. géol. de France*, 3[e] série. t. XVIII, p. 688.

1891. **Boule** (M.). — Observations sur les tufs et brèches basaltiques de l'Auvergne et du Velay. *Bull. Soc. géol. de France*, 3[e] série, t. XVIII, p. 924.

1891. **Boule** (M.). — Sur la limite entre le Pliocène et le Quaternaire. *Id.*, p. 945.

1891. **Boule** (M.). — Note sur l'âge des basaltes du Velay. *Id.*, p. 947.

1892. **Boule** (M.). — Les gneiss amphiboliques et les serpentines de la haute vallée de l'Allier. *Bull. Soc. géol. de France*, 3[e] série, t. XIX, p. 966.

TABLE DES MATIÈRES

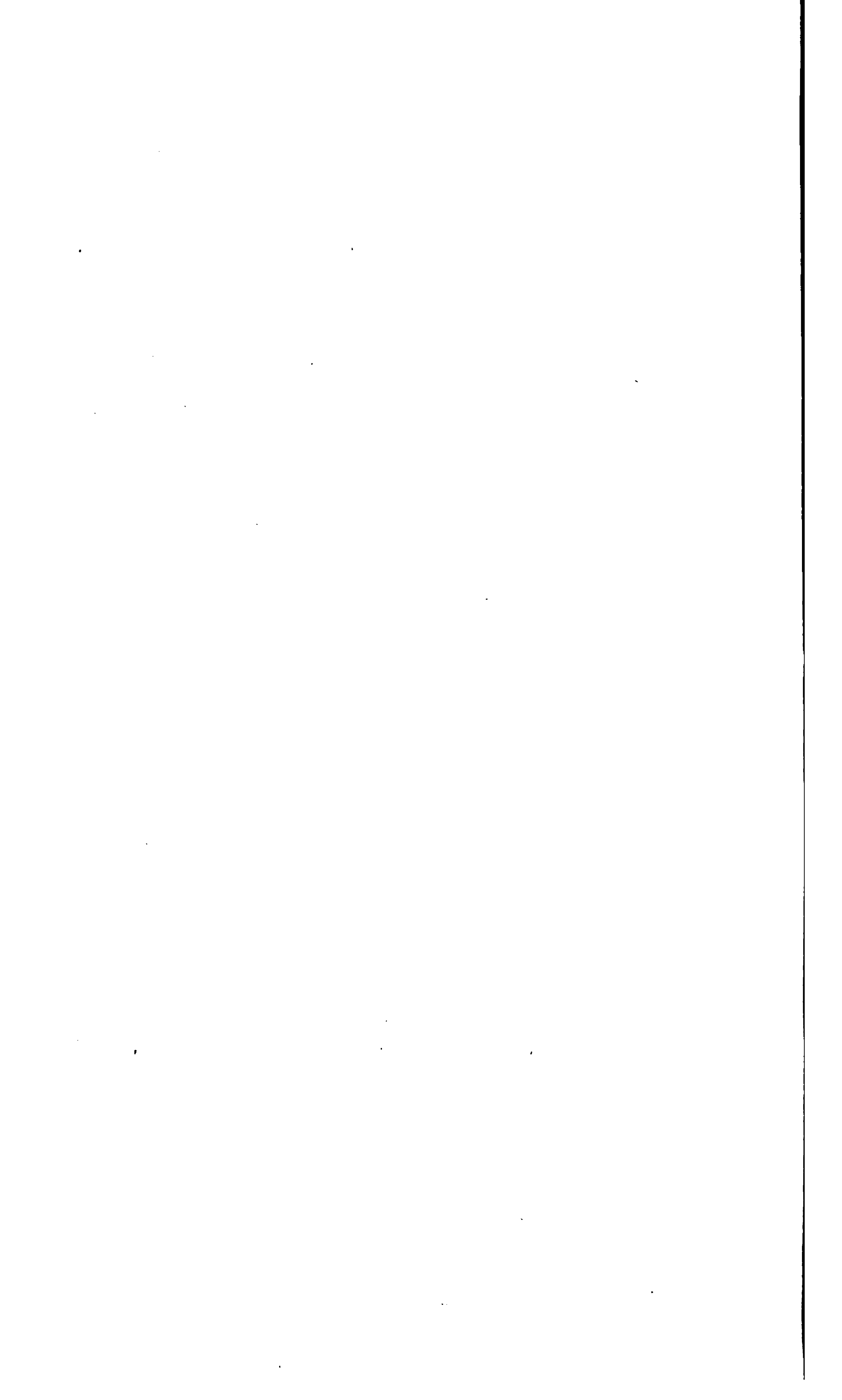
Laval. — Imp. et Stér. E. JAMIN, 8, rue Ricordaine.



. J. Eysséric, d'après



sséric, d'après les p



ıt et du Mᵗ C

578ᵐ

e au Pertuis

errat
3ᵐ

β¹

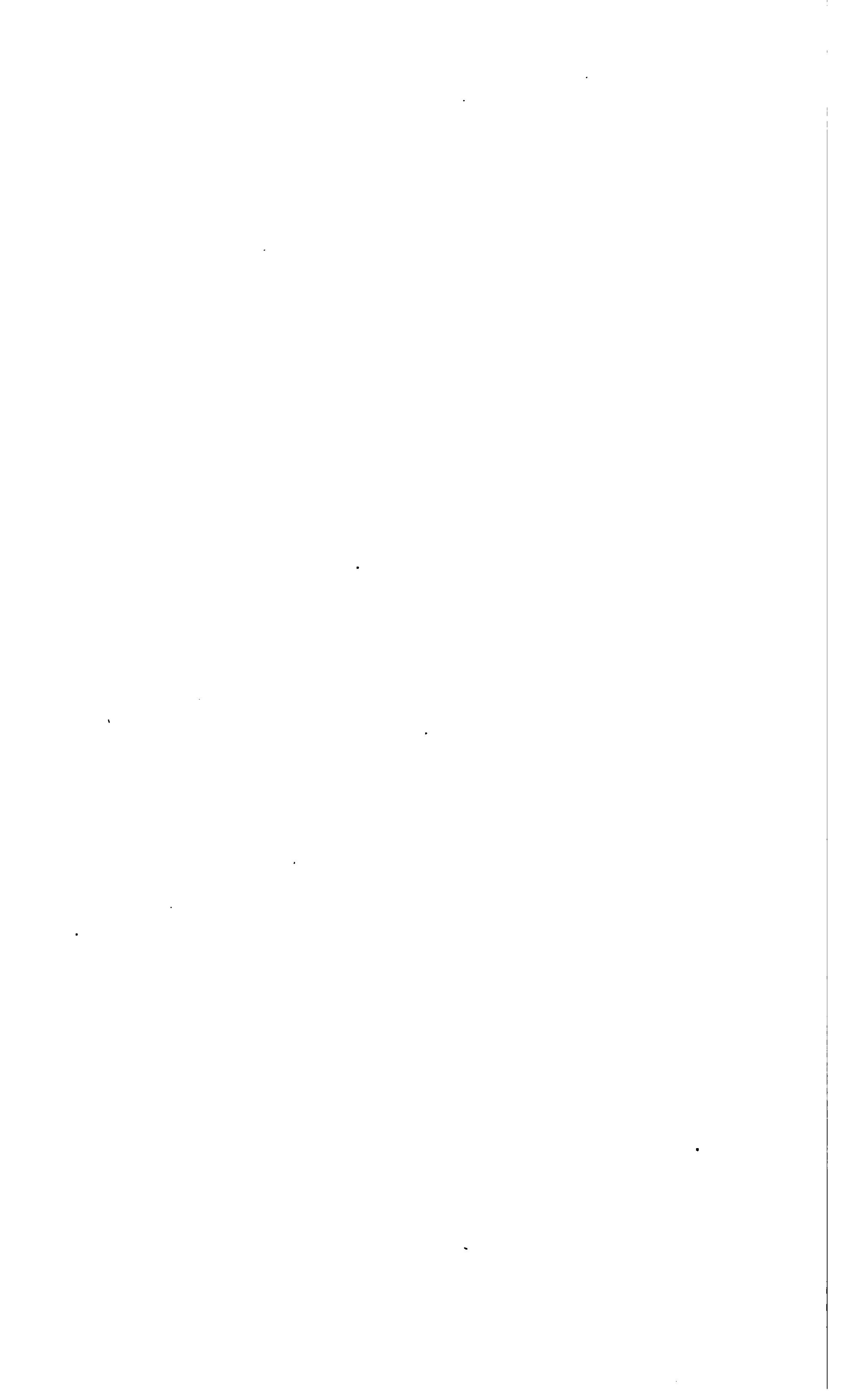
m_{I-III}

γ

oire.

m

pᵒ



teurs doubles)

Suc de
Montivernoux
1446m

hamp
haël
30m

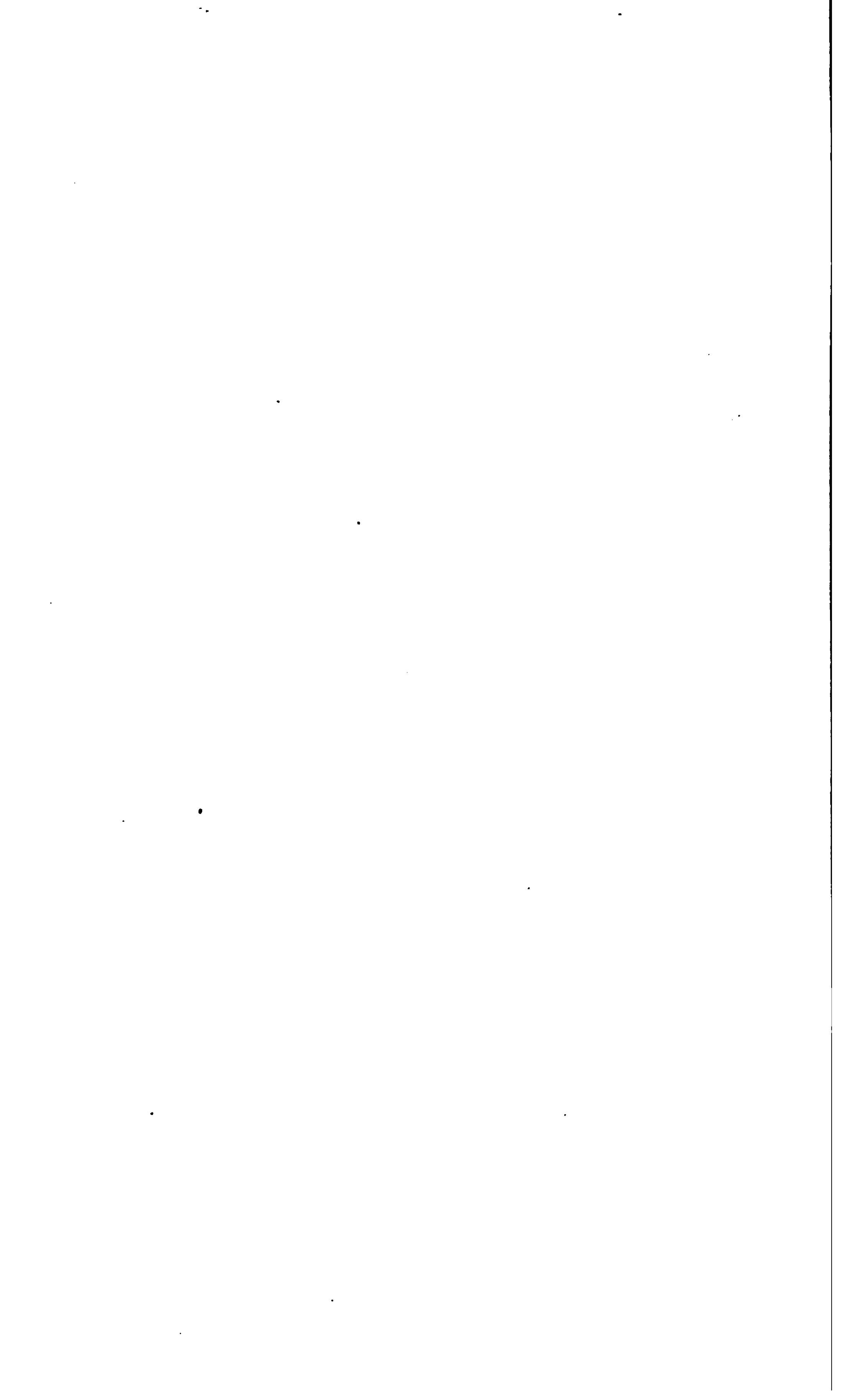
φ°
β,

1602m
1564m
Méz
175

α λ,
β°

Col d

β,
τ,



Nº 13. Les éruptions du Velay. I. Roches éruptives de Meygal. — II. Argiles métamorphosées par le phonolithe, à Saint-Pierre-Eynac, par P. TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'École des Mines de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8º, avec 11 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

Nº 14. Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le bassin de Paris, par GUSTAVE F. DOLLFUS. 1 brochure grand in-8º, avec 16 figures dans le texte et 1 carte. . . . . 4 fr. 75

Nº 15. Note sur la formation géologique du Forez et du Roannais par LE VERRIER, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8º, avec 41 figures dans le texte et 4 planches. . . . . 4 fr. 75

Nº 16. I. Note sur les sables de la vallée d'Apt, par KILIAN, de la Faculté des sciences de Grenoble, et F. LEENHARDT, de la Faculté théologique protestante de Montauban. — II. Note sur la découverte de l'horizon du Montaiguet à *Bulimus Hopei* dans le bassin d'Apt, par DEPÉRET et LEENHARD. — III. Note sur le Pliocène et sur la position stratigraphique des couches à Congénéries de Théziers (Gard), par DEPÉRET. 1 brochure grand in-8º, avec 10 figures dans le texte et une planche. . . . . 1 fr. 75

Nº 17. Note sur la structure des Corbières, par EMM. DE MARGERIE, 1 brochure grand in-8 avec 3 figures dans le texte et une planche. . . . . 2 fr. 50

Nº 18. I. Note sur la continuation de la chaîne de la Sainte-Beaume, II, III, IV et V. Notes sur quelques points de la feuille de Castellane, par PH. ZURCHER. 3 fr. 25

Nº 19. Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Sud-Ouest de la France, par VASSEUR . . . . 0 fr. 75

Nº 20. Etude sur la constitution géologique du Massif de la Vanoise, par TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'École de Saint-Etienne. 1 volume grand in-8º, avec 58 figures dans le texte, une carte géologique et 9 planches . . . . . . 10 fr.

Nº 21. Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises, par ÉMILE HAUG, docteur ès-sciences, chef des travaux pratiques au Laboratoire de géologie de la Faculté des sciences de Paris. 1 volume grand in-8º, avec figures dans le texte, une carte géologique et 3 planches. 10 fr.

Nº 22. Note de M. MICHEL LÉVY sur les derniers travaux de G. Maillard. II. III. Note sur les diverses régions de la feuille d'Annecy, par G. MAILLARD. 1 brochure grand in-8º, avec 45 figures dans le texte . . . . 2 fr. 50

Nº 23. I. Contribution à la géologie de l'Oise. Notice géologique de Beauvais, par H. THOMAS, contrôleur principal des mines, chef des travaux graphiques de la carte géologique de la France. — II. Note sur le trias de l'Ariège et de l'Aude par C. DE LACVIVIER, proviseur du lycée de Montpellier. 1 brochure grand in-8º avec figures dans le texte . . . . 1 fr. 50

Nº 24. Le Massif d'Allauch, par M. BERTRAND, ingénieur en chef des mines, professeur de géologie à l'Ecole nationale des Mines. 1 brochure grand in 8 avec 28 figures dans le texte et 2 planches . . . . 3 fr. 50

Nº 25. Etude sur la craie supérieure. La craie des Corbières par M. A. DE GROSSOUVRE, ingénieur en chef des Mines, avec 5 figures dans le texte. . . . . . 0 fr. 75

Nº 26. Étude sur les massifs du Chablais compris entre l'Arve et la Drance : (Feuilles de Thonon et d'Annecy) par M. AUG. JACCARD, professeur de géologie à l'Académie de Neufchâtel (Suisse).

Nº 27. Note sur la prolongation vers le sud de la Chaîne des Aiguilles Rouges, montagnes de Pormenaz et du Prarion, par M. A. MICHEL LÉVY, ingénieur en chef des Mines.

Nº 28. Description géologique du Velay, par MARCELLIN BOULE.

Laval. — Imprimerie et stéréotypie E. JAMIN, 41, rue de la Paix.

MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS

BULLETIN DES SERVICES

DE LA

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

ET DES

TOPOGRAPHIES SOUTERRAINES

N° 29. — Tome IV 1892-1893. — AVRIL 1892.

CONTACT

DU

JURA MÉRIDIONAL

ET DE LA

ZONE SUBALPINE

Aux environs de Chambéry (Savoie)

PAR

M. HOLLANDE

PARIS

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET Cie, ÉDITEURS

15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15

MÊME MAISON A LIÈGE, RUE DES DOMINICAINS, 7

1892

Le Bulletin de la Carte Géologique de la France paraît par fascicules contenant chacun un mémoire complet, dont la réunion forme chaque année un beau volume grand in-8° accompagné d'un grand nombre de planches, avec de nombreuses figures intercalées dans le texte.

Prix de l'abonnement ou de l'année parue. . . . . . . **20 fr.**

(Les trois premières années sont en vente)

Il a été tiré à part un certain nombre d'exemplaires de chacun des bulletins destinés à être vendus séparément aux prix suivants:

N° 1. Étude sur le massif cristallin du Mont-Pilat, sur la bordure orientale du Plateau Central, entre Vienne et Saint-Vallier, et sur la prolongation des plis synclinaux houillers de Saint-Étienne et Vienne, par Termier, ingénieur des mines, professeur à l'Ecole de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 28 figures dans le texte et 2 planches. . . . . . . 3 fr. 75

N° 2. Note sur les terrains d'alluvions des environs de Lyon, par Delafond, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . . . 1 fr. 25

N° 3. Note sur l'existence des phénomènes de recouvrement dans les Pyrénées de l'Aude, par L. Carez, docteur ès sciences naturelles. 1 brochure grand in-8°. avec 1 planche. . . . . . . 1 fr. 00

N° 4. Note sur les roches primitives de la feuille de Brives, par L. De Launay, ingénieur des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . 0 fr. 75

N° 5. Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille, par Ch. Depéret, professeur à la faculté des sciences de Lyon. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . . . . . 1 fr. 50

N° 6. Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville, et de la région comprise entre Le Buet et Sallanches (Haute-Savoie), par Gustave Maillard, conservateur du musée d'Annecy. 1 brochure grand in-8°, avec planches . . 5 fr. 25

N° 7. Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom (Finistère), par Charles Barrois, professeur-adjoint à la Faculté des Sciences de Lille. 1 volume grand in-8°, avec 23 figures dans le texte et 1 planche. . . . . . . 4 fr. 00

N° 8. Relations entre les sables de l'Eocène inférieur dans le Nord de la France et dans le bassin de Paris par J. Gosselet, professeur à la faculté des sciences de Lille, membre correspondant de l'Institut. 1 brochure grand in-8°, avec 7 figures dans le texte. . . . . . . 0 fr. 75

N° 9. Etude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc par Michel Levy, Ingénieur en chef des mines, directeur du service de la carte géologique de France, 1 brochure, grand in-8°, avec 4 planches en photogravure, une planche de coupe et des figures dans le texte . . . . 2 fr. 50

N° 10. Note sur la stratigraphie du Plateau central entre Tulle et Saint-Céré par Mouret ingénieur des Ponts-et-chaussées. 1 brochure grand in-8°, avec une planche de coupes et une carte géologique . . . . 2 fr. 75

N° 11. I. Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège (feuille de Foix). — II. Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne, par A. Lacroix, préparateur au collège de France. 1 brochure grand in-8°, avec 12 figures dans le texte . . . . 3 fr.

N° 12. I. Nouvelle subdivision dans les terrains Bressans. — II. Bassin de Blanzy et du Creusot, par Delafond, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte. . . . . . . 1 fr. 50

CONTACT DU JURA MÉRIDIONAL

ET DE LA

ZONE SUBALPINE

Aux environs de Chambéry (Savoie)

PAR

M. HOLLANDE

Le Jura méridional se termine sur ma feuille par trois anticlinaux dirigés sensiblement du sud au nord magnétique : 1° Anticlinal des monts Otheran-Corbelet à Aix-les-Bains et la Chambotte; 2° Anticlinal des monts Grelle-l'épine au mont du Chat ; 3° Anticlinal du mont Tournier à la montagne des Parves. — Voir fig. 1.

Le 1er anticlinal Otheran-Corbelet, se prolonge au travers du massif de la Grande Chartreuse jusqu'à Corenc ; celui du mont du Chat se prolonge jusqu'à Noyarey; enfin, celui du mont Tournier, recouvert par l'helvétien, entre Dullin et la Bridoire, se prolonge jusqu'au récif coralligène de l'Echaillon. Au nord de ma feuille, apparaît le dernier anticlinal du Jura, celui de Lovagny-Mont-Salève, anticlinal ayant joué le rôle de charnière dans les mouvements du Jura et de la zone subalpine. Ajoutons que le premier anticlinal de cette zone est celui du Revard au Semnoz, et qu'il se prolonge dans le massif de la Grande Chartreuse par les monts de Joigny et du Granier jusqu'au roc d'Aiguille.

La fig. 1 indique encore le retrait successif des mers tertiaires aux environs de Chambéry, retrait finissant à la mer helvétienne dont les limites sont aussi celles du Jura méridional et de la zone subalpine. Enfin, notons que les mers tertiaires n'ont pas recouvert la région Est du massif de la Grande-Chartreuse.

Je me propose, dans cette note, de donner la description géologique des trois derniers anticlinaux du Jura méridional situés sur ma feuille et du premier de la zone subalpine, d'établir leurs rapports à l'aide de profils et de donner les listes des fossiles que j'y ai trouvés.

L'anticlinal des monts Grelle-l'épine au mont du Chat, étant celui qui présente le plus grand développement dans la série des terrains, c'est par lui que je commencerai.

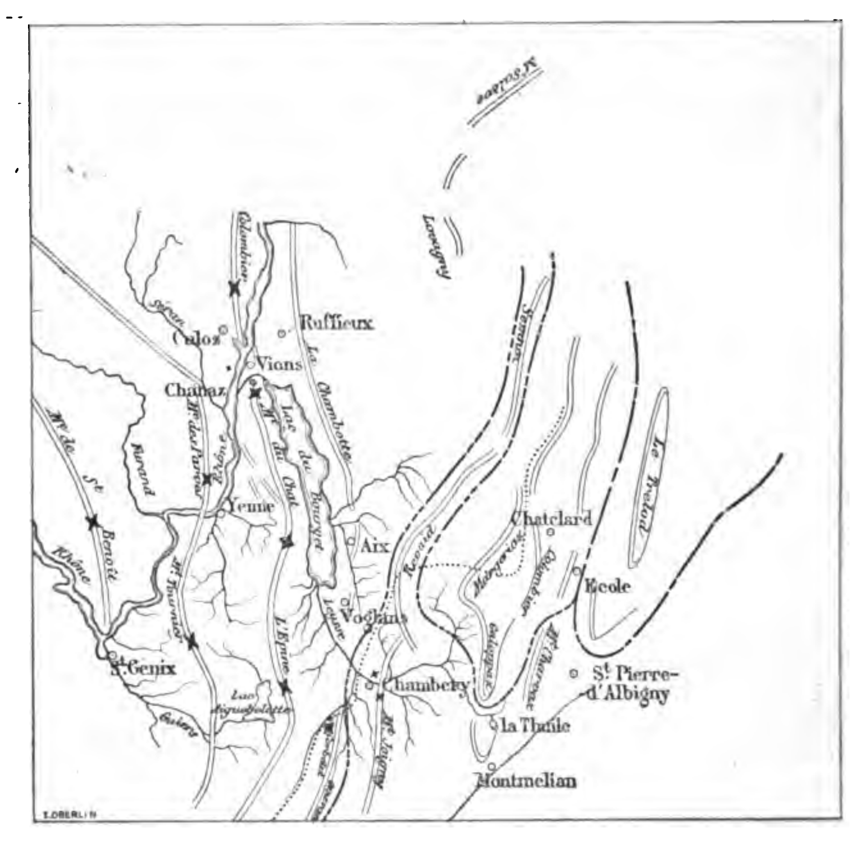


Fig. 1.

—· — — Limites de la mer éocène.
—..—..— Limites de la mer oligocène.
.... Limites du lac aquitanien.
—...—...— Limites de la mer helvétienne, donnant aussi la séparation du Jura méridional et de la zone subalpine.
═══ Direction des anticlinaux.
Récifs coralligènes dans le jurassique supérieur.
Récif coralligène dans le Valanginien.

1. Anticlinal des monts Grelle-L'épine au mont du Chat. — Le canal de Savières, par lequel le lac du Bourget se déverse dans le Rhône, sépare la chaîne du mont du Chat du mollard de Vions, prolongement anticlinal de cette chaîne et témoin permettant de la relier au Colombier de Culoz se prolongeant lui-même sur Montanges et Champformier. Les différentes formations géologiques de cette chaîne peuvent facilement s'étudier des bords du Rhône à Chanaz, puis le long du canal de Savières.

En voici la coupe, fig. 2.

En 1885, M. Révil trouva entre Chevelu et le col du mont du Chat, l'*Am. Murchisonæ*. Cette heureuse découverte lui donna sans doute l'idée d'étudier en

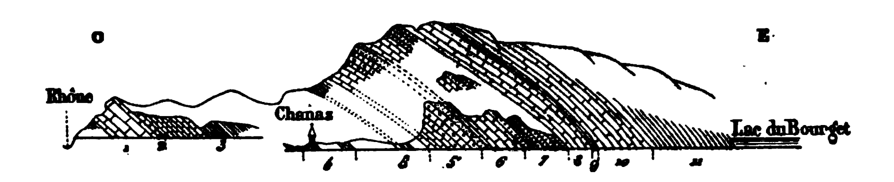


Fig. 2. — Coupe prise sur la rive gauche du canal de Savières, du lac du Bourget au Rhône (Savoie).

	épaisseur		épaisseur
11. Hauterivien (Civ)	55	5 et 5'. Séquanien (J^4)	105
10. Valanginien (Cv)	55	4. 3. Rauracien (J^3)	141
9. Purbeck (J^7)	6,42	2. Callovien (J^1)	2
8, 7, 6. Kimmeridgien (J^{6-5})	147	1. Bathonien (J^1-iv)	70

Echelle des longueurs : 1mm pour 20m.
— des hauteurs : 1m pour 10.

détail la coupe de Chevelu au lac du Bourget, car en 1888, il publiait une note très intéressante sur cette localité. Il cite comme venant du bajocien de la route de Chevelu :

Bel. Sulcatus, Miller.
Am. murchisonæ, Sow.
Pecten personatus, Picten.
Pecten textorius. Schloth.
Lima proboscidea, Sow.
Lima semicircularis. Münst.
Lima gibbosa, Sow.
Plagiostoma sulcatum, Goldf.
Avicula Münsteri, Goldf.
Hemithiris costata, D'Orb.

Le bajocien comprend ici de haut en bas :

Un calcaire à entroques ;
Un calcaire à silex et *Am. humphriesianus*.
Des marno-calcaires à *Am. murchisonæ*.

Dans la coupe du Rhône à Chanaz (fig. 2), on ne voit pas le bajocien, perdu sous la route, les alluvions ou les eaux du Rhône ; mais on le retrouve, à l'ouest, au Colombier de Culoz.

Bathonien. — A Chanaz, le long du Rhône, est un bathonien riche en fossiles. La lumachelle à *ostrea acuminata* est en partie cachée par la route, mais elle est bien développée à Lucey. Sur le talus du crêt de Chanaz, dans les vignes, le

Bathonien est formée par des calcaires marneux à *pholadomya murchisonæ*; des calcaires à rognons siliceux et des calcaires en gros bancs. On y trouve :

Am. polymorphus, D'Orb.
Am. procerus, Seeb.
Am. Zigzag, D'Orb.
Pholadomya murchisonæ, Sow.
Rhynchonella concinna, D'orb.
Rhynchonella varians, D'orb.
Collyrites ellipticus, etc.

Callovien. — Le Callovien se voit dans le haut du village de Chanaz. Il y était autrefois exploité par la Société des fourneaux de Cran, près d'Annecy. Actuellement, la galerie d'exploitation est en partie comblée. Néanmoins, du toit, on peut encore en extraire des blocs remplis de fossiles. C'est une roche calcaréo-ferrugineuse, avec sesquioxyde de fer à l'état d'oolithes; trop pauvre, cette roche n'était employée que comme castine. On y trouve :

Am. macrocephalus, Schloth.
Am. hecticus, Rein.
Am. sub-backeriae, D'orb.
Am. anceps, Rein.
Am. punctatus, Sthal.
Rhynchonella spathica, Lam.
Terebratula dorsoplicata, Suess. etc.

Rauracien. — Sur ces bancs calcaréo-ferrugineux du callovien, on voit des marno-calcaires à hexatinellides et faune des couches de Birmensdorff. L'oxfordien à *Am. renggeri* et *Am. cordatus* de la région ouest du Jura méridional manque donc au mont du Chat; il en est de même au colombier de Culoz.

Parmi les fossiles trouvés dans ces marno-calcaires, je citerai :

Am. canaliculatus, Buch.
Am. hispidus, Opp.
Am. tortisulcatus, D'orb.
Am. arolicus, Opp,
Am. martelli, Opp.
Ostrea rastellaris, Sow.
Terebratula nucleata, Schloth, etc.

Sur ces couches fossilifères sont des bancs de calcaires employés pour la fabrication de la chaux hydraulique. Les fossiles y sont assez rares, cependant les derniers bancs renferment en assez grande abondance des ammonites du groupe des périsphinctes; puis, viennent des calcaires non exploités et difficiles à explorer au point de vue de la récolte des fossiles.

Vers l'église de Chanaz, j'ai signalé, il y a quelques années, un deuxième niveau à hexatinellides formé de calcaires plus ou moins argileux et de bancs mieux lités, plus compacts, avec taches noires, de petits amas ocreux, pyriteux et assez fossilifères. On les trouve surtout le long du chemin de halage. Ils renferment :

Am. marantianus, D'orb.
Am. Tiziani, Opp.
Pholadomya hemicardia.
Tereb. bisuffarcinata.
Cidaris propinqua, etc.

Sur eux, reposent des calcaires bien lités, peu fossilifères.

Séquanien. — Sur ces calcaires, dans les anciennes carrières de Chanaz, existe un troisième niveau à hexatinellides. Il est dans des calcaires alternant avec des lits marneux souvent verdâtres et assez fossilifères, tels que :

Am. tenuilobatus, Opp.
Am. Lothari, Opp.
Am. Strombecki, Opp., etc.

Le tout est recouvert par un calcaire gris, en gros bancs avec :

Am. tenuilobatus, Opp.
Rhynchonella lacunosa,
Terebratula insignis.
Cidaris cervicalis.
Cidaris coronata.
Glypticus hieroglyphicus.
Cidaris læviuscula.
Hemicidaris crenularis.
Aptychus lamellosus.
Aptychus latus.
Aptychus imbricatus, etc.

On a donc ici un retour d'échinides qu'on trouve, en effet, plutôt à la partie supérieure du rauracien au niveau dit : glypticien. Mais, vu la faune des céphalopodes qui se trouve à la base de ces dépôts, je place le tout dans le Séquanien.

Kimméridgien. — Ces calcaires sont dominés par un gros rocher formé, dans le bas, par de la dolomie caverneuse ; puis, au sommet, et surtout sur le versant est, par un récif coralligène formé de calcaire blanc, quelquefois oolithique, avec :

Diceras Lucii, Defrance.
Diceras speciosum, Goldf.
Diceras Münsteri, Goldf.
Terebratula moravica, Cfr.
Rhynchonella pinguis, Rœm.
Rhynchonella inconstans, Quenst.
Cardium corallinum, Leym.
Nerinea defrancii, D'orb.
Nerinea moreana, D'orb.
Cidaris coronata, Goldf.
Pecten solidus, Rœm.

Ce récif coralligène du ptérocérien est recouvert par des calcaires blancs,

magnésiens, quelquefois aussi oolithiques, avec bancs à *Terebratula Subsella.* Sur le prolongement nord de l'anticlinal des monts Grelle-L'épine — mont du Chat, à Orbagnoux, on trouve à ce niveau, des calcaires en plaquettes avec *Zamites feneonis.* Enfin, on a des calcaires gris quelquefois légèrement oolithiques avec :

Nerinea trinodosa ; Woltz.
Natica suprajurensis ; Brong

appartenant au portlandien.

Purbeck. — Le purbeck est représenté par les dépôts suivants, à partir du portlandien :

	épaisseur
a. Marnes vertes très comprimées	$0^{m}15$
b. Cailloux anguleux des roches sous-jacentes et marnes vertes, le tout plaqué à la surface inférieure du premier banc des calcaires gris qui suivent	$0^{m}05$
c. Calcaires gris, compacts, avec petits nids de calcite	$2^{m}20$
d. Marnes vertes et argiles	$0^{m}12$
e. Calcaires gris, compacts, à taches noires	$2^{m}00$
f. Marnes vertes	$0^{m}20$
g. Calcaires gris, compacts	$1^{m}50$
h. Marno-calcaires avec conglomérat de cailloux noirs	$0^{m}20$

Le purbeck, qui est ici pauvre en fossiles, se rencontre sur le même versant de cet anticlinal, le long de la route du Bourget du lac au col du mont du Chat, entre les kilomètres 14 et 15, où l'on trouve à partir du portlandien :

a. Calcaire compact à :

Valvata hélicoïdes; Forbes ;
Megalomastoma Caroli; Maill.
Lioplax inflata; Sow.

b. Dolomie et calcaires jaunâtres d'abord en petits bancs, puis en gros bancs, dont un renferme de nombreux fragments d'ostrea ;

c. Lits marneux, alternant avec de petits bancs de calcaire, avec :

Planorbis Loryi ;
Physa Bristovi ;
Physa Wealdiensis ; etc.

d, enfin on a le *Valanginien* débutant par des marno-calcaires à *Terebratula Carteroniana,* surmontés par un calcaire compact à grosses natices [1].

[1] Sur le même anticlinal, au col du Crucifix, la coupe du purbeck donne :

Portlandien.

Dolomie et calcaires compacts à nérinées spathisées.

Purbeck.

a. Calcaire à cassure esquilleuse ;
b. Calcaire à nombreux fragments d'ostrea ;
c. Calcaire gris-jaunâtre, compact ;
d. Calcaire gris à *Megalomastoma Caroli ;*

Valanginien. — La coupe de Chanaz au lac du Bourget se continue par des calcaires bicolores et des marnes ocreuses en superposition directe sur le purbeck. On peut y récolter :

Pygurus rostratus ;
Natica leviathan ;
Pholadomya elongata ;
Janira atava ;
Terebratula Carteroniana ;
Tereb. prælonga :

Hauterivien. — Enfin, ces dépôts sont recouverts par des marnes bleuâtres à *Am. radiatus* et des marno-calcaires à *ostrea couloni* et *toxaster complanatus ;* puis, au-delà de Conjux, par les calcaires jaunes de Neuchâtel.

Urgonien. — Plus au sud, cet ensemble est recouvert par de gros bancs de calcaire blanc, compact, de l'Urgonien, à *requienià ammonia.* Et, vers l'abbaye de Hautecombe, on trouve, sur le crétacé inférieur, les mollasses de l'helvétien.

On peut couper la chaîne du mont du Chat par la route du Bourget à Yenne, ou par le col de St-Michel, ou par tout autre endroit, on trouvera toujours les assises fossilifères placées dans le même ordre de superposition, mais nulle part, elles ne descendent au-dessous du bajocien.

2. Anticlinal du mont Tournier à la montagne des Parves.— Entre le gué des Planches et St-Béron existe, sur ma feuille, un tronçon de chaîne qui est le prolongement sud de la chaîne de l'Échaillon, Saint-Julien-de-Raz, du Crossey et de Miribel. Ce tronçon est formé par le Valanginien supérieur et l'Hauterivien inférieur. Il ne présente rien de particulier, sauf qu'au sud il comprend le récif coralligène de l'échaillon et non loin de St-Béron, la cluse de Chaille. Dans cette cluse, le purbeck a une disposition intéressante. Voici la coupe que j'ai relevée en 1886. Le Guiers coule sur les couches du Kimméridgien (J^{6-5}) ; puis, à partir de la route, on a :

	épaisseur
1. Calcaire compact, à rognons noirs.	2m50
2. Calcaire gris, compact, à gros gastéropodes.	2m00
3. Lits marneux et calcaire gris-cendré, avec matières bitumineuses et cérithes.	2m00
4. Calcaire gris-cendré à *Am. Lorioli*	0m50
5. Lit marneux à *physa Bristovi*	0m20
6. Calcaire gris à *Am. Lorioli*, alternant avec des lits marneux à Tylostomes et des calcaires à rognons noirs	9m00
7. Valanginien.	

e. Calcaire et lits marneux verdâtres ;
f. Calcaire à cailloux noirs.

Valanginien.

Calcaire jaune à *Natica leviathan.*

Ce qu'il importe de noter dans cette coupe, c'est la présence de bancs à *Am. Lorioli* intercalés dans les couches à fossiles du purbeck.

Mont Tournier. Le bois de Glaize du mont Tournier est sur le pendage est de l'anticlinal dont voici le protil en cet endroit.

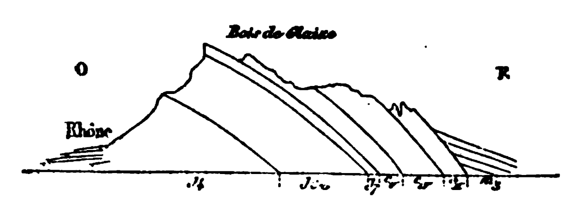


Fig. 3. — Mont Tournier.

Ce crêt se prolonge au sud par le hameau de la Latte, le col de la Crusille jusqu'à l'ouest de Vergenne où il n'est plus représenté que par la partie supérieure du jurassique et la partie inférieure du Valanginien. Cependant, entre les hameaux de Rocheron et de la Latte on voit les deux versants de la voûte.

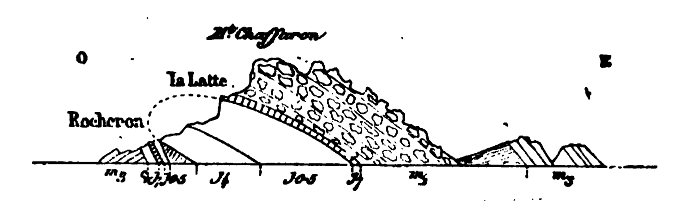


Fig. 4. — Mont Chaffaron.

St-Maurice de Rotherens est sur un synclinal formant un petit plateau ayant de 644^{m} à 737^{m} d'altitude. En voici le profil.

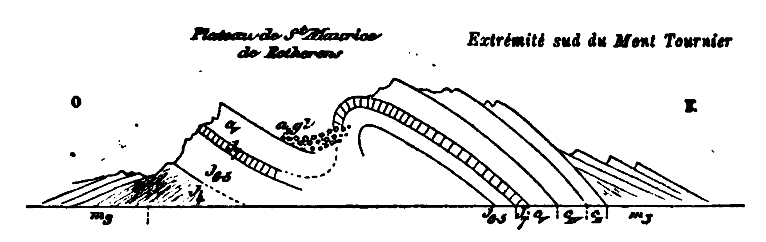


Fig. 5. — St-Maurice de Rotherens.

On peut relever le détail de la coupe de l'anticlinal du mont Tournier soit entre les Châtelains, Botosel et les Rubatiers, soit le long de la cluse de la Balme

à Yenne. Les fossiles recueillis en J_4 et J_{6-5} sont ceux cités dans la coupe du mont du Chat.

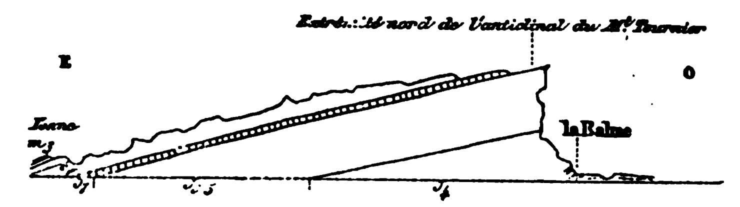


Fig. 6. — Profil de la cluse d'Yenne à la Balme.

Le purbeck J_7 de la cluse d'Yenne à la Balme est assez fossilifère, en voici le profil et le détail de la coupe.

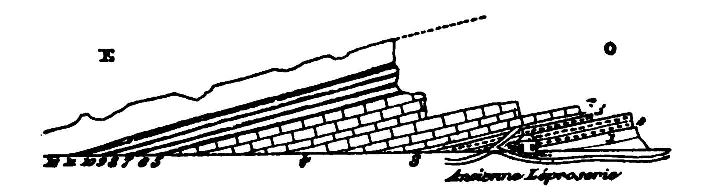


Fig. 7. — Purbeck de la cluse d'Yenne à la Balme, le long de la route.

Portlandien.

		Epaisseur.
1.	Calcaire magnésien.	3m50
2.	Calcaire gris à cailloux noirs..	3m00
3.	Calcaire gris à gros gastéropodes.	0m90

Purbeck.

4.	Calcaire gris, compact, pierre de taille.	15m00
5.	Lit formé de cailloux peu roulés et agglutinés par une matière verte.	0m30
6.	Calcaire gris, ou jaune..	1m20
7.	Lit marneux	0m25
8.	Calcaire gris, compact ..	1m50
8.	Marnes vertes à *Planorbis Loryi; Physa Bristovi*, etc..	0m30
10.	Calcaire gris, compact	0m80
11.	Marnes vertes à *Planorbis Loryi*; *Physa wealdiensis*; *Physa Bristovi*; *Valvata helicoïdes*; *Valvata Sabaudiensis*; *Lioplax inflata*; *Lioplax fluviorum*; *Diplommoptychia Conulus*; *Megalomastoma Caroli*, *Lymnæus physoïdes*; etc.	0m90
12.	Valanginien	

Au sud de l'anticlinal du mont Tournier, au pas du Banchet, le purbeck offre également une coupe intéressante, on a :

Portlandien.

		Epaisseur.
	Dolomie	0m50
	Calcaire à fragments de nérinées	2m00

Purbeck.

1.	Calcaire gris, compact, pierre de taille, renfermant *Megalomastoma Caroli ; Valvata helicoïdes* ; etc.	0m60
2.	Plusieurs bancs de calcaire gris, de lits caillouteux et de marnes vertes, alternant	2m00
3.	Calcaire à cailloux noirs et cérithes	0m75
4.	Calcaire tacheté	1m90
5.	Calcaire compact à *Corbula inflexa*	0m35
6.	Valanginien	

De la cluse d'Yenne à la cluse du lac de Bare se trouve la montagne des Parves. Le bord sud de cette montagne, le long du Rhône, reproduit la coupe de la fig. 6.

Mais les bancs du Valanginien s'élèvent de plus en plus vers le sommet de la montagne au fur et à mesure que l'on s'avance vers le nord, si bien qu'à la descente de la route des Parves à Coron, ils forment voûte.

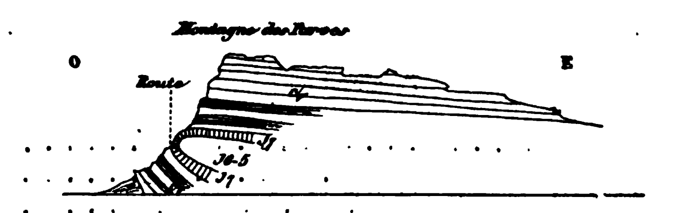


Fig. 8. — Route des Parves à Coron.

L'anticlinal du mont Tournier est donc, comme celui du mont du Chat, le plus souvent rompu, avec Crêt à regard français. Il est cependant quelquefois en voûte, comme entre chez Benollet et la Correrie, ou à l'extrémité nord de la montagne des Parves. Enfin, vers le milieu, il se relie au synclinal de St-Maurice de Rotherens, lequel forme un plateau d'environ 3k.5 de longueur, à près de 700 m. d'altitude, ce qui est une exception pour les chaînes du Jura méridional où les synclinaux forment les vallées basses, les vallées hautes étant réservées aux combes.

3. Anticlinal Otheran-Corbelet à Aix-les-Bains et la Chambotte. — Le mont Otheran forme un plateau urgonien allant de 1641 m. à 1665 m. d'altitude. C'est un *lapiez* fréquenté par le coq de bruyère et recouvert de nombreuses touffes de rhododendron ferrugineum. Cette montagne est due à un anticlinal incliné à l'ouest, rompu en combe ; si bien que le plateau urgonien qui le forme

représente le pendage est de cet anticlinal, tandis que le pendage ouest forme le bord de la vallée de Couz.

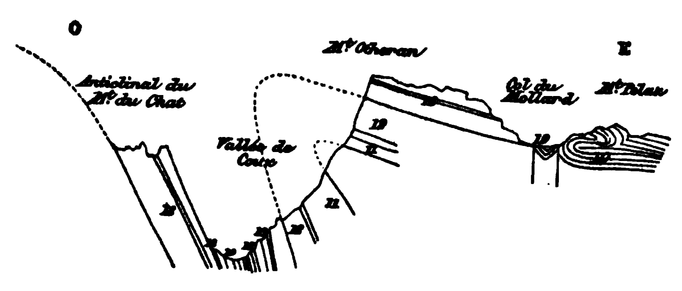


Fig. 9.

Légende :
10. (J_7). Marno-calcaires à ciment ;
11. (C_V). Calcaires bicolores à *Holcostephanus Astieri ;*
12. (C_{IV}). Marno-calcaires à *Toxaster complanatus ;*
13. (C_{II}). Calcaires à *Requienia ammonia* et marno-calcaires à orbitolines.
18. (M_1). Marnes rouges argileuses, à *Hélix Ramondi* ;
19. (M_2). Mollasse marine.

Le synclinal de la vallée de Couz est ici très resserré et l'est d'autant plus que l'on se rapproche de St-Jean de Couz et du passage des échelles où il disparaît, par suite d'une élévation et d'une déviation à l'est, pour former la vallée haute des Égaux.

L'anticlinal du mont Otheran étant le dernier du Jura méridional et en contact avec la zone Subalpine, je vais donner quelques détails sur le crétacé inférieur qui forme à lui seul presque tous les dépôts sédimentaires que l'on y trouve.

Valanginien. — Le Valanginien présente à sa base des calcaires en gros bancs, assez compacts, jaunes, gris ou roussâtres avec *Natica Leviathan*, *Natica Waldensis* ; *Natica Hugardiana*. Sur ces calcaires sont des marno-calcaires généralement ocreux avec *ostrea tuberculifera*, *Waldheimia tamarindus*, *nerinea Favrina*, *Terebratula Carteroniana* et *Ostrea germani*. Ces marno-calcaires sont recouverts par des bancs de calcaires roux, assez fossilifères, avec *pygurus rostratus*, *nerinea etalloni*, *pterocera Desori*, *Cardium subhillanum*, *cidaris pretiosa*, *echinobrissus renaudi*, *Janira atava*. Enfin, le Valanginien se termine par les assises à *ostrea rectangularis*, avec *pholadamya elongata*, *trigonia robinaldina*, etc.

La combe des Granges de Grapillon se prolonge sur tout le bord ouest du Corbelet, de la Tête de Rouen et du Mollard, pour s'arrêter un peu au-delà du village de la Combaz. Le profil pris de l'ouest à l'est, au sud de ce village donne : fig. 10.

A la combe du Corbelet, au Fornet et aux prés de l'eau qui sonne, on trouve, intercalé dans le Valanginien, un récif coralligène dont la découverte est due à madame Jarrin. Ce récif coralligène, résidu des vastes récifs coralligènes du Jurassique supérieur du Jura méridional, peut être considéré comme étant une

preuve de la marche progressive de ces récifs, de l'ouest à l'est, dans notre région. Les polypiers y sont assez nombreux ainsi que les radioles d'oursins, mais en mauvais état ; c'est le gisement des *Valletia Tombecki* (Munier-Chalmas).

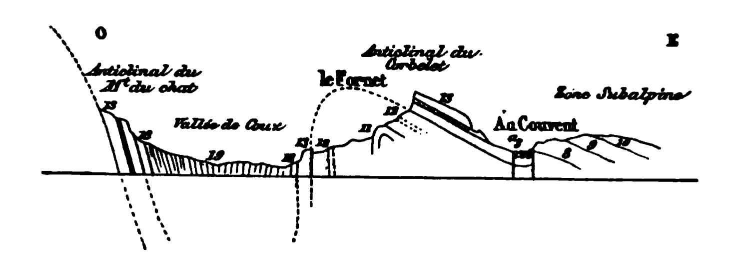


Fig. 10.

Légende :

8.		Couches à aptychus (Tithonique inférieur).
9.	(J_6-$_5$).	Calcaires gris sublithographiques —(niveau de la vigne Droguet à Lémenc).
10.	(J_7.)	Calcaires blancs, esquilleux à *Am. Lorioli*, (tithonique supérieur), marnes et marno-calcaires à ciment, avec calcairegrossier de Montagnole.
11.	(C_V).	Calcaire à *natica Leviathan* et *ostrea rectangularis*, avec récif coralligène à *valletia Tombecki*, intercalé.
12.	(C_{IV}).	Marno-calcaires à *Toxaster complanatus*.
13.	(C_{II}).	Calcaires blancs à *requienia ammonia* et orbitolines.
18.	(M_1).	Marnes argileuses, rouges, à *Hélix Ramondi*.
19.	(M_3).	Mollasse marine.
	a_2.	Alluvions modernes.

A cinq kilomètres environ au sud du signal de la cochette (1623m) dépendant de l'anticlinal du mont Otheran, se trouve le hameau des Creux, dans le bas duquel on rencontre le niveau des marnes à ciment de Montagnole si développées au nord de Corbel. Au sud de ce village, ces marnes reposent sur le jurassique ayant le facies de celui de Lémenc — facies alpin. — On a bien ici un enchevêtrement des chaînes du Jura méridional avec celles de la zone subalpine, en voici le profil. Fig. 11.

Hauterivien. — A la base de l'hauterivien on rencontre des marno-calcaires verdâtres, glauconieux, avec *Am. Radiatus*, *Am. Leopoldinus*, *Am. Astierianus*, *Nautitus pseudo-elegans*, *Bel. pistilliformis*, *rhynchonella Desori*. Ce niveau, généralement peu développé comme épaisseur, est un excellent point de repère, car il est constant dans le massif de la Grande Chartreuse aussi bien que dans le massif des Bauges et le Jura méridional.

Sur ce niveau à *Am. radiatus* reposent des marno-calcaires ou des calcaires en petits bancs, quelquefois encore des couches noires, rognonneuses, argileuses et renfermant en abondance *ostrea couloni* et *Toxaster complanatus*. Ces différentes formations sont assez fossilifères et constituent aussi un horizon très constant

dans le Jura, la Grande-Chartreuse, les Bauges, et bien au-delà jusque dans le Valais. On y trouve ici :

Am. subfimbriatus, Cardium peregrinum, Cardium subhillanum, Trigonia Caudata, panopæa neocomiensis, Waldheimia tamarindus, Arca robinaldina, rhynchonella multiformis, Holectypus macropygus, Holaster cordatus, echinobrissus renaudi, etc.

L'hauterivien se termine dans notre région par des calcaires jaunes avec *panopœa arcuata* ; en général, ces calcaires sont pauvres en fossiles.

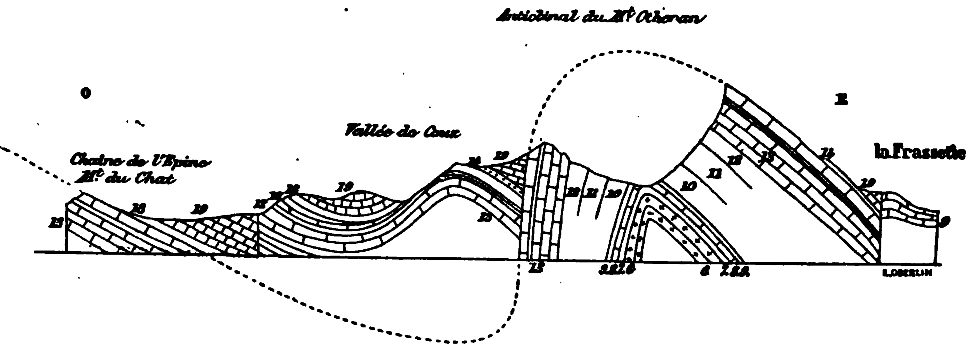


Fig. 11.

Légende : 6. (J_4). Calcaire gris à *Am. tenuilobatus ;*
7. (J_{6-5}). Calcaire gris, compact, à *Am. lithographicus ;*
8. (J_{6-5}). Couches à aptychus (tithonique inférieur).
9. (J_{6-5}). Calcaire gris sublithographique.
10. (J_7). Marnes et marno-calcaires (niveau du ciment de Montagnole).
11. (C_V). Marno-calcaires et calcaire bicolore à *Am. Astierianus* ;
12. (C_{IV}). Marno-calcaires à *Toxaster complanatus* ;
13. (C_{II}). Calcaires à *requienia ammonia* et à orbitolines.
14. (C^2). Albien.
16. (C^3). Sidérolithique.
18. (M_1). Marnes rouges, argileuses à *Hélix Ramondi.*
19. (M_2). Mollasse marine.

Urgonien. — L'hauterivien est recouvert par des calcaires blancs en bancs très puissants et rappelant par leur masse aussi bien que par leur faune des récifs coralligènes. Les réquiénies, chames ou caprotines y sont souvent enchevêtrées en quantité considérable, malheureusement toujours difficiles à dégager. Je citerai principalement *Requienia ammonia* qui caractérise le niveau inférieur de l'urgonien. Ces calcaires blancs forment les rochers couverts de *maquis* des montagnes de la grande Chartreuse et des Bauges ; et, lorsque la végétation disparaît accidentellement ou intentionnellement, la petite couche de sol arable est vite balayée par les eaux sauvages ; alors, ce n'est plus qu'un amas de pierres et de crevasses enchevêtrées dans tous les sens. Aussi, ces calcaires, quoique compacts, forment-ils un sol très perméable. Les fentes et les crevasses

ou *scialets* y constituent une véritable canalisation par où l'eau pénètre, ainsi que les neiges qui, passant à l'état de névé, puis de glace, y forment des glacières naturelles. Et comme ces calcaires reposent sur les couches assez argileuses de l'horizon à *Toxaster Complanatus*, les eaux s'y arrêtent, en donnant des sources calciques bicarbonatées.

Tout le long de l'arête urgonienne de St-Thibault-de-Couz à St-Jean-de Couz, sur ces premiers calcaires blancs, on rencontre des couches ocreuses, se détachant par plaques lumachelliques et où abondent des fossiles bien conservés; c'est le niveau à *Heteraster oblongus* et orbitolines ; c'est le rhodanien de M. Renevier. — Parmi les fossiles trouvés à ce niveau, soit sur le pendage ouest, soit sur le pendage est de cet anticlinal, je citerai :

Heteraster oblongus ;
Heteraster Couloni ;
Pygaulus depressus ;
Echinobrissus roberti ;
Orbitolina Conoïdea ;
Rhynchonella lata ;
Spondylus Rœmeri ;
Janira neocomiensis ;
Pterocera pelagi; etc...

Sur ces couches ocreuses et fossilifères, on trouve de nouveau des calcaires blancs à réquienies : *requienia lonsdalii* ; *requienia gryphoïdes*.

Les calcaires urgoniens présentent les mêmes caractères dans tout le massif de la Grande-Chartreuse ainsi que dans le Jura méridional.

Ces étages du crétacé inférieur se retrouvent au nord d'Aix-les-Bains, à la Chambotte et aux montagnes de Cessens et du gros Foug. L'hauterivien y est très fossilifère, surtout au-dessus d'Entoger, et le Valanginien inférieur y prend aussi des caractères coralligènes.



Fig. 12.

Légende : 1 Calcaire urgonien à *requienia ammonia* ;
2 Marno-Calcaires à *Heteraster oblongus* et *Orbitolina Conoïdea* ;
3 Calcaire à *requienia lonsdalii* ;
4 Alluvions.

Les rochers urgoniens de Voglans, du Roi et d'Aix-les-Bains appartiennent à l'anticlinal du Mont Otheran. A Voglans, les bancs urgoniens forment voûte.

Au Rocher du roi, les couches sont aussi en voûte, mais comme elles sont en partie cachées sur les côtés par des alluvions, elles paraissent être, au sommet du rocher, sur un plan horizontal.

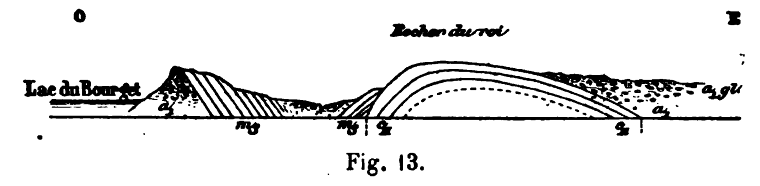


Fig. 13.

Dans le haut de la rue de Pugny, à Aix-les-Bains, les bancs de l'urgonien sont peu inclinés, comme l'indique la fig. 15.

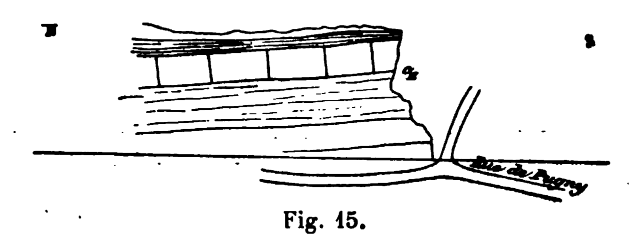


Fig. 15.

Cependant, les bancs urgoniens d'où s'échappe la source d'Aix-les-Bains sont fortement redressés ; c'est parce que le rocher d'Aix est rompu en pli-faille, comme l'anticlinal du mont Grelle au mont du Chat, l'est au-dessus d'Aiguebelette ou de Chevelu.

On a donc à la source thermale d'Aix-les-Bains :

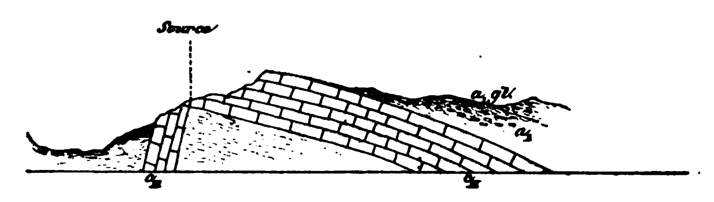


Fig. 15. — Rocher urgonien de la source d'Aix-les-Bains.

Enfin, à la Chambotte, cet anticlinal du mont Otheran est de nouveau rompu en combe, comme au Corbelet.

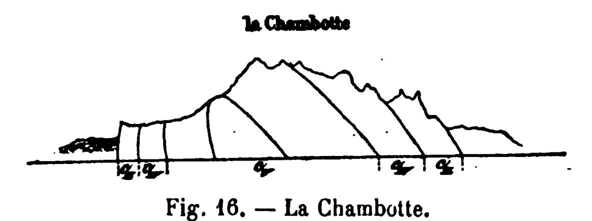


Fig. 16. — La Chambotte.

4. Anticlinal du mont de Joigny au Nivolet. — De la vallée de Couz

à la vallée de l'Isère, sur le bord nord du massif de la Grande Chartreuse, on rencontre les monts Otheran, de Joigny et du Granier. La vallée de Couz est dans un synclinal et la vallée du Graisivaudan dans un anticlinal. On a donc :

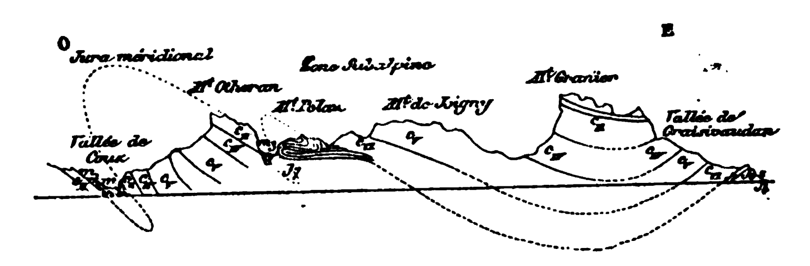


Fig. 17. — Rive gauche de la vallée de Chambéry ou extrémité nord du massif de la Grande Chartreuse

Entre le mont de Joigny et Chambéry, on rencontre le plateau de Montagnole, formé par le jurassique supérieur dont les couches présentent plusieurs plissements ramenant trois fois à la surface les calcaires du tithonique. On a :

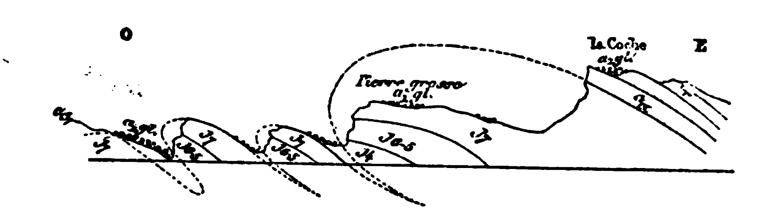


Fig. 18. — Plateau de Montagnole.

De différentes coupes relevées sur le plateau de Montagnole on peut conclure que l'on y trouve de bas en haut :

Séquanien, J^4. — Calcaire gris (zone de l'*Amm. tenuilobatus* peu développée au pied de Pierre Grosse).

Kimméridgien, J^{5-6}. — Calcaire en gros bancs, gris, compact, renfermant dans le haut des rognons siliceux (zone de l'*Amm. lithographicus)*.
Calcaires rognonneux à petits aptychus.
Calcaire blanc, avec petites lentilles coralligènes à grands diceras.

Purbeck, J^7. — Calcaire blanc à *Am. Lorioli* ;
Marnes à *Am. privasensis* ;
Calcaire grossier ;
Marnes à ciment à *Amm. privasensis* et otozamites.

Valanginien, CIV. — Marno-calcaires et calcaires bicolores à *Am. astierianus* dans les banc supérieurs.

Les mêmes dépôts se retrouvent à la colline de Lémenc et surtout en allant du hameau des Barandiers à la Cluse de St-Saturnin. Fig. 19.

Sur la rive droite de la vallée de Chambéry à Montmélian, le jurassique supérieur et le crétacé inférieur sont également très plissés. On y trouve : (voir fig. 20).

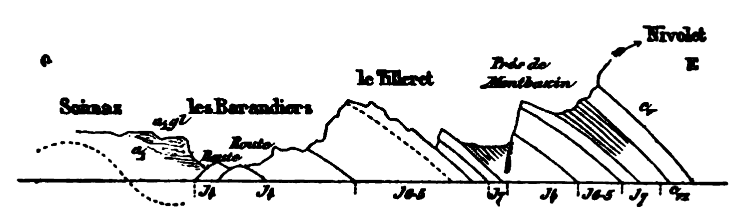


Fig. 19.

Légende : J^4. Séquanien. — Calcaires gris en bancs de 0^m05 à 0,15 d'épaisseur, alternant avec des lits marneux verdâtres. On y trouve : *Am. platynotus*, *Am. Lothari*, *Am. tenuilobatus*, *Am. unicomptus* ; etc.

J^{6-5}. Kimméridgien. — Calcaire compact, variant de 0,10 à 1^m et même à 2^m d'épaisseur, avec quelques lits de marno-calcaires intercalés. On y trouve : *Am. lithographicus*, *Am. longispinus*, *Terebratula insignis*, *Rhynchonella lacunosa*, etc.

Calcaires rognonneux avec nombreux aptychus. On y trouve : *Am. semisulcatus*, *Am. tithonius*, *Am. elimatus*, *Aptychus beyrichi*, *Aptychus sparsilamellosus*, *Pygope Janitor*.

Calcaire blanc, compact avec quelques amas de polypiers.

J^7. Purbeck. — Calcaire blanc, à cassure conchoïdale, gris, compact, avec *Am. Lorioli*, *Am. Liebigi*, *Am. Chaperi*, *Am. semisulcatus*, etc.

Marno-calcaires à *Am. berriasensis*, *Am. calipso*, *Am. privasensis*, etc.

Cvi. Valanginien. — Marno-calcaires sur lesquels est un calcaire à l'état de lumachelle.

a_1. Alluvions préglaciaires avec lignites ;

a'gl. Bancs glaciaires et blocs erratiques.

Même légende que pour la fig. 19.

En résumé, des collines de Verel-Pragondran aux collines de Montagnole, re-

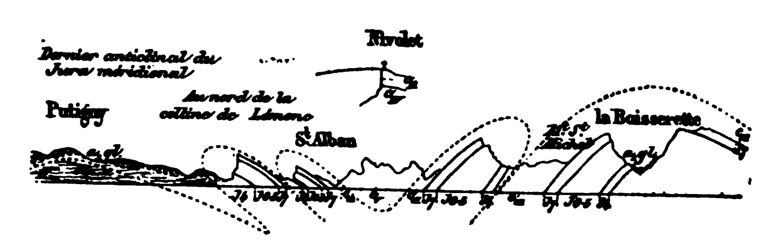


Fig. 20. — Rive droite de la vallée de Chambéry ou extrémité sud des Bauges.

présentant les points de contact de la zone subalpine avec le Jura méridional, on rencontre les niveaux suivants :

1° *Le Séquanien* dont les fossiles les plus communs sont :

Perisphinctes trimerus.
— *lictor.*
— *lothari.*
— *polygiratus.*
— *platynotus.*
Oppelia tenuilobata.
— *holbeini.*
— *tricristata.*
Oppelia strombecki.
Aspidoceras microplus.
Rhacophyllites tortisulcatus.
Phylloceras saxonicus.
— *silenus.*
Haploceras carachtheis.
— *elimatum.*
Bel. astartinus.

2° *Le Kimméridgien*, avec :
Oppelia lithographica.
Oppelia compsus
Aspidoceras acanthicus.
Rhynchonella arolica.
Rhynchonella lacunosa.
Terebratula sparcicosta.
Tereb. nucleata.
Waldheimia humeralis.
Aptychus latus.
Aptychus sparsilamellosus.
Perisphinctes contiguus.
— *geron.*
— *colubrinus.*
Phylloceras ptychoïcum.
— *silisiacum.*
Haploceras verruciferum.
— *elimatum.*
Haploceras carachtheis.
Rhacophyllites Loryi.
Aspidoceras longispinum.
Pygope Janitor.
Cidaris glandifera.
Terebratula moravica.
Cidaris pilleti.
Cidaris coronata.
Cidaris filograna.
Holectypus orificiatus.
Peltastes valleti.
Glypticus Loryi.
Rhabdocidaris orbignyi.
Hemicidaris strammonium.
Diceras escheri.
Polypiers.

3° *Le Purbeck*, (faciès alpin.) avec :
Perisphinctes eudichotomus.
— *transitorius.*
— *richteri.*
— *Lorioli.*
— *colubrinus.*
Phylloceras ptychoïcum.
Lytoceras Liebigi.
Hoplites calisto.
— *chaperi.*
— *privasensis.*
Holcostephanus negreli.
— *pronus.*
Bel. corrophorus.
Bel. Favrei.
Terebratula euthymi.
— *moutoniana.*
— *nucleata.*
Hinniphoria globularis.
Collirites carinata.
Otozamites, etc.

4° Enfin, *Le Valanginien.*

Du pas de la fosse aux Adrets d'une part, et d'autre part, du pas de la fosse ou pas de la Coche, les marno-calcaires du Purbeck sont recouverts par un horizon assez fossilifère, où abondent, en effet, les fossiles du niveau Cvi. J'indiquerai :

Phylloceras calipso.
Hoplites occitanicus.
— *neocomiensis.*
Terebratula carteroniana.
Terebratula moutoniana.
Rhynchonella multiformis.
Rhynchonella malbosi.
Dysaster ovulum.
Pygope diphyoïdes, etc.

Sur le chemin menant du pas de la fosse aux Adrets et le mont de Joigny, avec cette faune, on trouve *Holcostephanus astieri.* J'ai rencontré le même niveau à Belvarde, au pied du mont St-Michel, puis en plusieurs endroits du massif des Bauges et au-delà. Je le crois crétacé, c'est pourquoi je le maintiens à la base du Valanginien.

Le Nivolet. — Au Nivolet, les prés du mont Bazin sont sur les marnes à ciment sur lesquelles reposent les marno-calcaires à *Hoplites occitanicus* et *Pygope diphyoïdes.* Le Valanginien réprésenté, à la falaise de Razeray, par des calcaires grossiers très-durs, à nombreux brachiopodes, recouvre ces marno-calcaires. Dans les calcaires lumachelliques de la falaise de Razeray, on trouve : *Terebratula moutoniana ; Terebratula carteroniana ; Rhynchonella multiformis*, etc. Je n'y ai jamais rencontré la *Natica leviathan.* Sur ces calcaires grossiers sont des marno-calcaires ocreux. Les bancs de calcaires y sont minces, d'une teinte rousse à la surface, mais grise à l'intérieur. A la surface de ces bancs, on voit un placage marneux sur lequel sont de nombreux rubans terreux entrelacés, ce sont des moules aplatis de traces de vers ou d'algues. Ces calcaires s'exploitent facilement en dalles ou lauzes de plusieurs mètres de longueur sur un ou deux mètres de largeur. On en fait aussi des pavés. A ce niveau, on trouve quelquefois des lits marneux avec nombreux cailloux roulés, mais provenant des débris remaniés sur place, ce qui indique une mer peu profonde. Vers la partie supérieure, ces calcaires sont à pâte siliceuse et l'on y trouve des silex rubanés de couleurs variables. Ce faciès existe tout le long de la montagne du Nivolet. Les fossiles trouvés à ce niveau sont : *Pygurus rostratus* ; *Terebratula carteroniana* ; *ostrea macroptera* (très-rare), etc.

Ainsi le niveau à *ostrea macroptera*, si nettement représenté, de La Combaz aux granges du Grapillon, l'est à peine au Nivolet, du moins par la présence de ce fossile.

Hauterivien. — On y trouve les marnes glauconieuses avec *Am. Leopoldinus* ; *Am. radiatus* ; *Nautilus pseudo-elegans*, etc., où elles forment généralement tout le bord ouest des hautes prairies. Ces prairies sont sur les marno-calcaires à Spatangues, formant, vers la source de la Doria, un amas de marnes noires avec de nombreux rognons de calcaire plus ou moins siliceux, sur lesquels on rencontre souvent *ostrea couloni* et *Toxaster complanatus.* Avec ces fossiles, abondants à ce niveau, on peut encore citer : *Trigonia caudata ; Pholadomya elongata ; Panopæa neocomiensis* ; *Toxaster collegnoï ; Dysaster ovulum,* etc... Enfin, les calcaires jaunes de Neuchâtel y sont représentés.

Urgonien. — La dent du Nivolet est formée par le calcaire urgonien. A la base est un calcaire blanc, assez dur, avec *Requienia ammonia* ; *Cardium peregrinum* ; *Rhychonella lata*, etc... Le niveau à orbitolines le recouvre, mais, si l'on veut y

faire une bonne récolte de fossiles, il faut se rendre sur le versant oriental, à la carrière des Essarts (1150^{m}) ; parmi les fossiles que j'y ai recueillis je citerai : *Orbitolina conoïdea ; Orbitolina discoïdea ; Heteraster oblongus ; Echinobrissus Ro-*

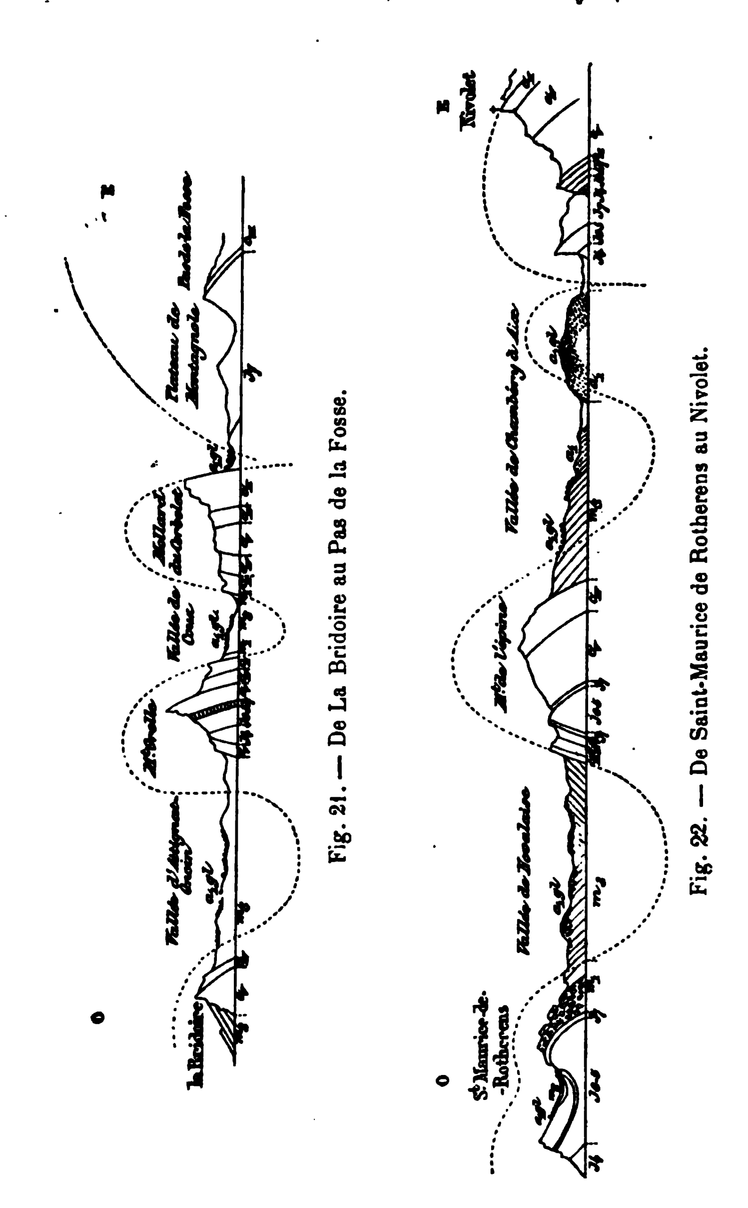


Fig. 21. — De La Bridoire au Pas de la Fosse.

Fig. 22. — De Saint-Maurice de Rotherens au Nivolet.

berti ; Pygaulus depressus ; Pygaulus cylindricus ; Diadema carthusianum ; Pterocera pelagi ; Pterocera Beaumontiana ; Natica sublævigata ; Trigonia caudata ; Janira

morrisi; Rhynchonella lata, etc... Enfin, ce niveau est ici recouvert par des bancs de calcaires blancs moins épais avec *Requienia Lonsdalii*. Ces calcaires blancs sont souvent ravinés sur une grande épaisseur, formant ainsi de nombreux scialets; ajoutons qu'à la partie supérieure de ces calcaires on trouve : *Natica mastoïdea*; *Neritopsis Lorioli; Sphærulites blumenbachi*, etc...

Tongrien. — Au sommet des prés du Nivolet est le châlet du Sire, au nord duquel est le passage de la Féclaz dans le calcaire urgonien; puis, immédiatement à la sortie de ce passage, on rencontre sur les bancs urgoniens un poudingue formé de cailloux de quartz, de roches cristallines, de silex, de calcaires noirs, gris ou blonds, le tout passant insensiblement à un gros sable, à un sable plus fin, puis à de la glaise. Ces dépôts s'étendent vers le sud, où ils forment toute la bordure du petit bassin du hameau En Glaise. On rencontre les mêmes dépôts, également sur l'urgonien, aux prés des Maréchaux situés à l'Est du passage de la Doria. Ils ont même, ici, un plus grand développement et le nombre des galets est aussi plus considérable. On dirait une plage située sur le bord d'un massif à roches cristallines, ce qui surprend d'autant plus que l'on est entouré de tous les côtés par les calcaires du néocomien. Je n'y ai trouvé aucune trace de fossiles.

Au passage de la Doria, sur le calcaire blanc urgonien, quelquefois perforé par des coquilles lithophages, existe un grès grossier avec petits fragments roulés de roches étrangères à la région. Ce grès renferme de nombreuses petites nummulites. Enfin, on trouve encore, en contact avec l'urgonien, un poudingue grossier formé principalement par des cailloux de l'urgonien et quelques-uns de calcaires noirs. Ces cailloux sont fortement unis par une pâte calcaire un peu ferrugineuse, quelquefois même avec petits grains de fer à l'état oolithique. Sur ces différents dépôts sont des calcaires formés presque entièrement de polypiers ; puis on a des sables, des grès, recouverts par des calcaires bleuâtres, et une grande épaisseur de flysch. Parmi les fossiles récoltés dans ces différentes formations, j'indiquerai : *Nummulites Variolaria ?*; *natica Crassatina* ; *natica angustata* ; *Pecten pictus* ; *Trochus Vincenti* ; *ostrea gigantea* ; *Cerithium davidi* ; *Cerithium calculosum* ; *Cerithium Cotteaui* ; *Cerithium Lamarkii* ; *pleurotoma bouvieri* : *Bythinia Dubuissoni* ; *Cardita lauræ* ; *Cytherea splendida* ; *Cytherea subarata* ; *plocophyllia calyculata* ; *Turbo clausus* ; *Turbo fittoni* ; *Cardium fallax* ; *Cardium anomale* ; *Macrosolen Hollowayi*, etc... Ce niveau appartient donc bien au tongrien.

Aquitanien. — Enfin, sur les derniers bancs du flysch à écailles de poissons, fucoïdes et empreintes de feuilles de *Cinnamomum*, on trouve, à l'ouest du col de Plainpalais, des marnes rouges à *Helix ramondi*. Ces marnes rouges de l'Aquitanien se prolongent au nord jusqu'au pont d'Entrèves où l'on a également *Helix ramondi*. Elles existent aussi à l'extrémité sud de la vallée des Aillons. A Lescheraisnes, dans le lit du Chéran, les marnes rouges sont recouvertes par des bancs de mauvaise mollasse à *Sabal Lamanonis* ? Ces bancs de mollasse prennent un grand développement de Leschaux à Bellecombe, et à Saint-Jorioz, sur le lac d'Annecy. Cette mollasse représente sans doute le Langhien.

Conclusions. — Il résulte de la description géologique que je viens de faire des

dernières ramifications du Jura méridional et du premier anticlinal de la zone subalpine aux environs de Chambéry que les terrains y sont représentés du bajocien à l'urgonien sans que l'on puisse admettre aucune lacune. A partir de l'urgonien, on constate que l'aptien manque ; le plus souvent aussi l'albien, que l'on rencontre cependant d'une manière assez constante plus à l'est. Après l'albien, on a de nouveau une interruption ; en effet, le cénomanien et le turonien manquent. Le sénonien supérieur à bélemnitelles s'y trouve dans la région de l'albien ; peut-être aussi le danien y existe-t-il sous forme de sidérolithique. L'éocène manque ; mais on y rencontre l'oligocène et le miocène. Après l'helvétien, la mer a définitivement quitté notre région. Alors, nos montagnes et nos vallées avaient déjà leur tracé d'aujourd'hui ; donc, nos cols, nos combes, nos cluses, etc..., existaient au pliocène, mais encombrés par les roches éboulées ou les amas schisteux des roches tendres. Sur nos montagnes élevées, plus hautes alors de tous les milliards de mètres cubes de roches enlevées depuis par l'action des agents atmosphériques, sont tombées des pluies d'une abondance extraordinaire ; et ainsi se sont formés de grands cours d'eau, lesquels ont roulé la masse énorme de galets que nous retrouvons aujourd'hui dans nos vallées sous forme de vastes nappes d'alluvions.

Et, maintenant, si nous comparons les terrains du Jura méridional avec ceux de la zone subalpine, nous trouvons que, des deux côtés, le séquanien est presque identique comme faciès et comme faune. On a, en effet :

Séquanien

Jura méridional	*Zone subalpine*
Calcaires gris, alternant avec des lits marneux verdâtres. On y trouve : *Perisphinctes Lothari* ; *Aspidoceras microplus* ; *Perisphinctes polygyratus* ; *Oppelia tenuilobata* ; *Hexatinellides*, etc. Epais. moy. 35m.	Calcaires gris, alternant avec des lits marneux verdâtres. On y trouve : *Perisphinctes platynotus* ; *Perisphinctes Lothari* ; *Aspidoceras microplus* ; *Oppelia tenuilobata* ; Epais. moy. 58m.
Calcaires gris, compacts avec : *Terebratula insignis* ; *Oppelia tenuilobata* ; Epais. moy. 70.	Calcaires gris à veines de carbonate de chaux spathique avec : *Oppelia tenuilobata* ; Epais. moy. 20.

Mais à partir du Kimméridgien, les terrains sont totalement différents comme faciès et comme faunes. On a, en effet :

Kimméridgien

Jura méridional	*Zone subalpine*
Dolomie caverneuse et calcaire coralligène, avec :	Calcaires gris, compacts, avec :
Diceras speciosum ;	*Oppelia lithographica* ;
Diceras münsteri ;	*Aspidoceras acanthicus* ;
Terebratula moravica ;	*Rynchonella arolica* ;
Cardium Corallinum ;	*Rynchonella lacunosa* ;
Nerinea moreana ;	*Terebratula sparcicosta* ;
Epais. moy. 62	Epais. moy. 25.
Calcaires plus ou moins magnésiens, quelquefois oolithiques ; ou bien en plaquettes, ou à l'état de calcaire lithographique.	Calcaires rogonneux,ou mouchetés et alors compacts.
On y trouve :	On y trouve :
Exogyra virgula ;	*Perisphinctes geron* ;
Aptychus latus ;	*Phylloceras ptychoïcum* ;
Aptychus euglyptus ;	*Haploceras caractheis* ;
Cidaris carinifera ;	*Rhacophyllites Loryi* ;
Acrocidaris nobilis ;	*Aspidoceras longispinum* ;
Lepidotus itieri ;	*Pygope janitor* ;
Pycnodus Bernardi ;	*Aptychus beyrichi* ;
Zamites feneonis ;	*Aptychus latus* ;
	Aptychus sparsilamellosus ;
	Cidaris glandifera ;
Epais. moy. très variable. 50 au mont de Chat.	Epais. moy. 10.

Portlandien

Jura méridional	*Zone subalpine*
Calcaires gris et récifs coralligènes. Dolomie.	Calcaires blancs, compacts, avec petits récifs coralligènes ;
On y trouve :	On y trouve :
Nerinea trinodosa ;	*Terebratula moravica* ;
Diceras et nombreux polypiers ;	*Cidaris glandifera* ;
	Cidaris pilleti ;
	Peltastes valleti ;
	Diceras et nombreux polypiers ;
Epais. variable. 35 au mont du du Chat.	Epais. moy. 3 à 15.

Purbeck

Jura méridional	*Zone subalpine*
Calcaires compacts, lits marneux verdâtres et calcaires à cailloux noirs, avec :	Calcaires blancs, sublithographiques et marno-calcaires à ciment.
Planorbis Loryi ;	*Perisphinctes Lorioli* ;
Physa Wealdiensis ;	— *richteri* ;
Physa Bristovi ;	— *colubrinus* ;
Limnœus physoïdes ;	*Lytoceras Liebigi* ;
Megalomastoma Caroli ;	*Hoplites privasensis* ;
Diplommoptychia Conulus ;	*Otozamites* ;
Valvata sabaudiensis ;	
Valvata helicoïdes ;	
Preisphinctes Lorioli ;	
Epais. moy, 7.	Epais. moy. 150.

Valanginien

Jura méridional	*Zone subalpine*
Calcaires jaunes, calcaires bicolores et marnes ocreuses.	Marno-calcaires et calcaires bicolores ;
On y trouve :	On y trouve :
Natica leviathan ;	*Hoplites occitanicus* ;
Terebratula carteroniana ;	*Hoplites neocomiensis* ;
Terebratula moutoniana ;	*Holcostephanus astieri* ;
	Terebratula carteroniana ;
	Terebratula moutoniana ;
	Pygope diphyoides ;
Marno-calcaires plus ou moins ocreux, à rognons de silex.	Marno-calcaires plus ou moins ocreux, à rognons de silex.
On y trouve :	On y trouve :
Terebratula prælonga ;	*Terebratula prælonga* ;
Pygurus rostratus ;	*Pygurus rostratus* ;
Pholadomya elongata ;	*Pholadomya elongata* ;
Janira atava ;	*Janira atava* ;
Ostrea macroptera ;	*Ostrea macroptera* (rare).

Il résulte de cette comparaison que le séquanien est le même des deux côtés, et qu'il faut arriver aux marno-calcaires à rognons de silex du Valanginien pour retrouver la même identité. Cependant, ni d'un côté ni de l'autre, on ne peut signaler de lacune dans la sédimentation. On comprendra, d'après ces faits, pourquoi la limite de nos terrains dans la zone subalpine a donné lieu à tant de discussions. Si l'on considère seulement le Jura méridional, il est déjà bien difficile de dire : ici finit le ptérocérien, là commence le virgulien ; ici finit le virgulien, là commence le portlandien. Ces terrains, ayant été envahis par

les récifs coralligènes présentent des faunes et des faciès bien différents à de faibles distances, tout en restant sur le même horizon. C'est pourquoi j'ai groupé le tout sous le terme de kimméridgien. Dans le Jura, grâce à la belle

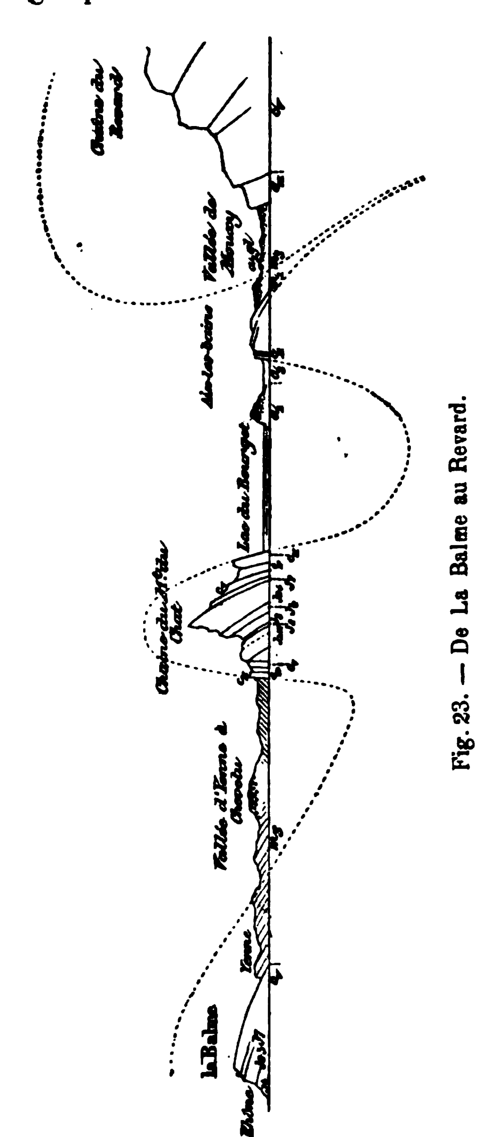


Fig. 23. — De La Balme au Revard.

Légende générale des profils donnés dans cette note :

J_{I-IV}. Bajocien et Bathonien ;
J_1. Callovien ;
J_3. Rauracien ;
J_4. Séquanien ;
J_{6-5}. Kimméridgien ;
J_7. Purbeck ;
c_{VI}., c_V. Valanginien ;
c_{IV}. Hauterivien ;
c_{II}. Urgonien ;
c_2. Albien ;
e_3. Sidérolithique ;
m_1. Aquitanien ;
m_2. Helvétien ;
a_1. Alluvions préglaciaires ;
a_1gl. Alluvions glaciaires ;
a_2. Alluvions modernes.

découverte de Lory, de la présence de marno-calcaires à fossiles d'eau douce, intercalés entre le portlandien et le valanginien, la ligne de séparation entre le jurassique et le crétacé, est facile à établir. Le purbeck y termine le jurassique.

Dans la zone subalpine, les terrains compris entre le séquanien et le valangi-

nien semblent bien être équivalents au kimméridgien, au portlandien, et au purbeck. En effet, on n'y voit pas de lacune dans la sédimentation ; et les faunes des niveaux à *Am. lithographicus* ou à *Am. Loryi* sont bien jurassiques. C'est pourquoi j'ai toujours considéré leur ensemble comme étant kimméridgien. Mais, où j'ai toujours hésité, c'est au sujet des marnes de Berrias. J'ai d'abord démontré, pour les environs de Chambéry, que les calcaires blancs sublithographiques, sur lesquels reposent ces marnes, renfermaient la même faune qu'elles, et, comme les marnes de Berrias étaient alors considérées comme crétacées, j'ai placé le tout dans le crétacé, tout en regardant cet ensemble comme équivalent dans le temps aux marno-calcaires du purbeck du Jura méridional.

Ayant alors trouvé, à la base du purbeck de la cluse de Chaille, un calcaire grisâtre à gros gastéropodes, puis successivement dans la cluse d'Yenne à la Balme et à Brégnier-Cordon, je crus reconnaître dans les fragments trouvés de ces gastéropodes *natica leviathan* ; en réalité ces gastéropodes appartiennent au jurassique.

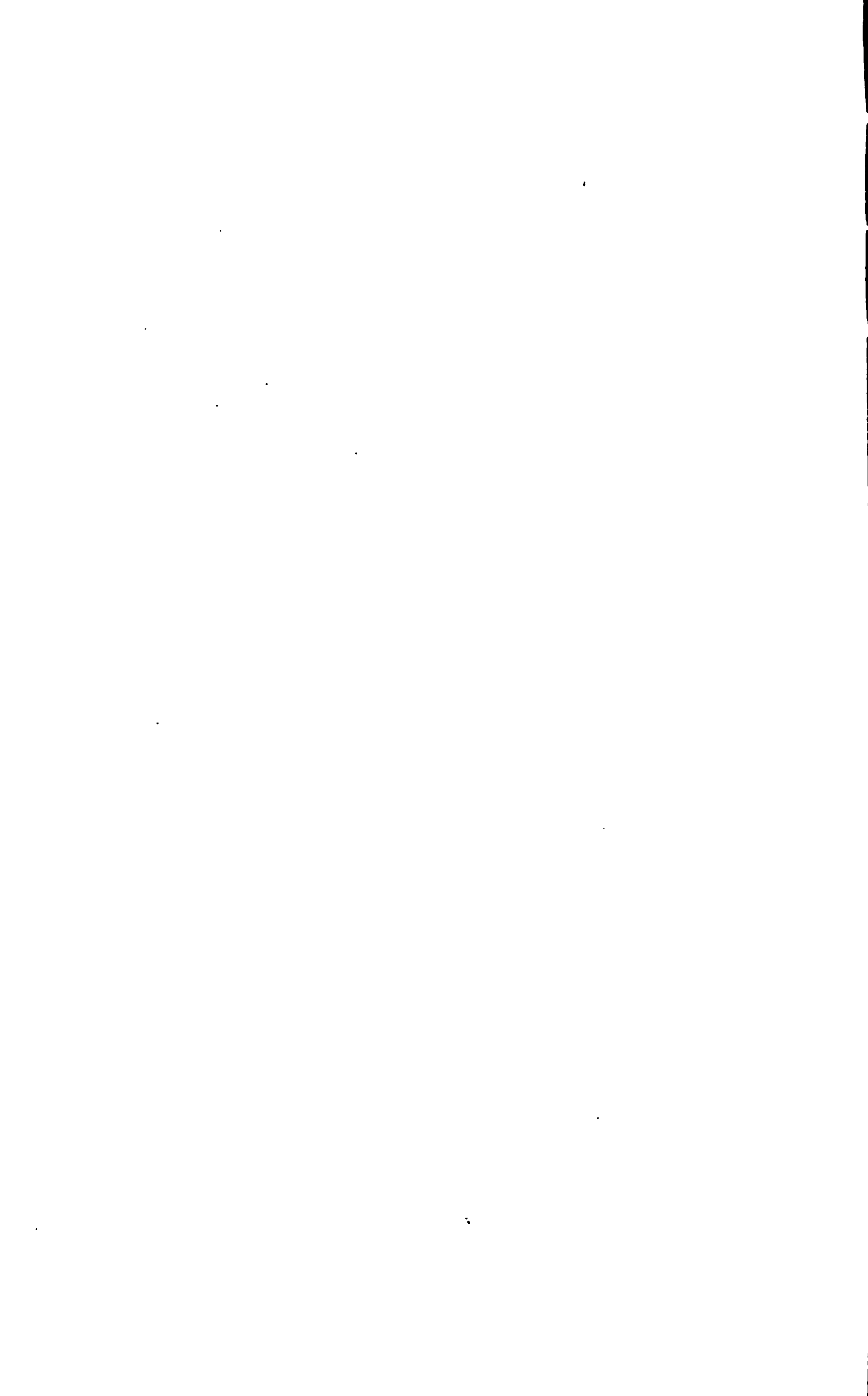
On peut dès lors comprendre mon embarras au sujet de la place du purbeck du Jura méridional. Cependant, à la cluse de Chaille, on trouve aussi intercalé dans le purbeck, un calcaire gris avec fragments d'ammonite. M. H. Douvillé considère cette ammonite comme appartenant « au groupe de l'*Am. biplex* du portlandien de l'Angleterre et du Boulonnais » ; d'après lui, elle se rapproche de l'*Am. Lorioli*. Zittel, du terrain jurassique supérieur de koniakau (couches de Stramberg). Dans tous les cas « cette forme a un caractère franchement jurassique ». Aujourd'hui, des échantillons en meilleur état ayant été trouvés, on considère l'ammonite de la cluse de Chaille, comme étant réellement *Am. Lorioli*. Or, cette ammonite se trouve dans nos calcaires blancs sublithographiques et M. Toucas la cite « avec la forme typique du Berriasien de Pictet ». Il paraît donc résulter de là, que le purbeck du Jura méridional est bien l'équivalent des calcaires blancs sublithographiques et des marnes à ciment du plateau de Montagnole et de Lémenc.

Les fig. 21, 22 et 23 permettent de relier stratigraphiquement le Jura méridional avec la zone subalpine, et de constater qu'au point de contact, le synclinal de raccord est rompu en failles. — Voir fig. 9, 10 et 11, — à la Frassette, la croix du col du Mollard et au couvent. C'est dans ce synclinal que s'arrête, pour notre région, les dépôts de l'helvétien, finissant ainsi en même temps que le Jura méridional, c'est aussi, à la faveur de ce synclinal et grâce à une cassure, toute locale, de l'anticlinal à Aix-les-Bains, qu'apparaît la source thermale d'Aix qui, par suite, vient d'une grande profondeur : les calcaires urgoniens, reposant sur les marnes-calcaires de l'hauterivien, emprisonnent l'eau dans un véritable siphon. A partir d'Aix, ce synclinal se développe de plus en plus en largeur en allant vers le nord. Puis, il s'infléchit à l'ouest, et passe entre les montagnes du Foug et le mont Salève, dont l'anticlinal est le dernier du Jura. Il résulte aussi des coupes que j'ai données, que le mont Granier avec le plateau de l'Alpette, forment un synclinal et que la vallée du Graisivaudan est dans un anticlinal. Le versant oriental du Nivolet se développe, à l'est, en syn-

clinal dans lequel on trouve l'oligocène formant la vallée des Déserts. Le synclinal de Granier-Alpette forme une vallée haute, il en est de même de celui des Déserts ; c'est là un fait constant lorsqu'on s'éloigne vers l'est, dans le massif des Bauges. Ainsi, dans la zone subalpine, les synclinaux forment les vallées hautes, et les anticlinaux, rompus en combes fortement ravinées, forment les vallées basses; tandis que dans les dernières ramifications du Jura méridional, c'est le fait inverse qui fait loi; c'est sans doute pour cela qu'on ne trouve pas l'helvétien dans la zone subalpine.

L'anticlinal du Revard correspond à celui du Joigny ; le synclinal des Déserts correspond à celui de Granier-Alpette; dès lors, l'anticlinal de la Boisserette, au-dessus de Chignin, qui est celui du Margeriaz, correspond à la vallée du Graisivaudan. C'est ainsi que le massif de la grande Chartreuse a pour prolongement nord, l'anticlinal du Revard au Semnoz. Or, les terrains du massif de la grande Chartreuse, surtout ceux du crétacé inférieur, sont riches en fossiles, et, de la zone subalpine, ce sont ceux qui se rapprochent le plus, comme faciès, de ceux du Jura méridional. Il en est de même de ceux du Nivolet et du Semnoz. En se dirigeant, en effet, à l'est, le Valanginien se modifie beaucoup comme faciès, et les fossiles y sont de plus en plus rares. Il en est de même, quoique d'une manière moins nette, pour l'hauterivien et l'urgonien, dont les dépôts deviennent noirs. L'anticlinal du Joigny-Revard au Semnoz, présente donc comme facies et comme faune, pour le crétacé inférieur, la zone de passage du Jura méridional à la zone subalpine.

Chambéry, 25 décembre 1891.



N° 13. Les éruptions du Velay. I. Roches éruptives de Meygal. — II. Argiles métamorphosées par le phonolithe, à Saint-Pierre-Eynac, par P. TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'École des Mines de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 11 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 14. Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le bassin de Paris, par GUSTAVE F. DOLLFUS. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte et 1 carte. . . . . 4 fr. 75

N° 15. Note sur la formation géologique du Forez et du Roannais par LE VERRIER, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 41 figures dans le texte et 4 planches. . . . . 4 fr. 75

N° 16. I. Note sur les sables de la vallée d'Apt, par KILIAN, de la Faculté des sciences de Grenoble, et F. LEENHARDT, de la Faculté théologique protestante de Montauban. — II. Note sur la découverte de l'horizon du Montaiguet à *Bulimus Hopei* dans le bassin d'Apt, par DEPÉRET et LEENHARD. — III. Note sur le Pliocène et sur la position stratigraphique des couches à Congénéries de Théziers (Gard), par DEPÉRET. 1 brochure grand in-8°, avec 10 figures dans le texte et une planche. . . . . 1 fr. 75

N° 17. Note sur la structure des Corbières, par EMM. DE MARGERIE, 1 brochure grand in-8 avec 3 figures dans le texte et une planche. . . . . 2 fr. 50

N° 18. I. Note sur la continuation de la chaîne de la Sainte-Beaume, II, III, IV et V. Notes sur quelques points de la feuille de Castellane, par PH. ZURCHER. 3 fr. 25

N° 19. Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Sud-Ouest de la France, par VASSEUR . . . . 0 fr. 75

N° 20. Etude sur la constitution géologique du Massif de la Vanoise, par TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'Ecole de Saint-Etienne. 1 volume grand in-8°, avec 58 figures dans le texte, une carte géologique et 9 planches . . . . . . 10 fr.

N° 21. Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises, par ÉMILE HAUG, docteur ès-sciences, chef des travaux pratiques au Laboratoire de géologie de la Faculté des sciences de Paris. 1 volume grand in-8°, avec figures dans le texte, une carte géologique et 3 planches. 10 fr.

N° 22. Note de M. MICHEL LÉVY sur les derniers travaux de G. Maillard. II. III. Note sur les diverses régions de la feuille d'Annecy, par G. MAILLARD. 1 brochure grand in-8°, avec 45 figures dans le texte . . . . 2 fr. 50

N° 23. I. Contribution à la géologie de l'Oise. Notice géologique de Beauvais, par H. THOMAS, contrôleur principal des mines, chef des travaux graphiques de la carte géologique de la France. — II. Note sur le trias de l'Ariège et de l'Aude par C. DE LACVIVIER, proviseur du lycée de Montpellier. 1 brochure grand in-8° avec figures dans le texte . . . . 1 fr. 50

N° 24. Le Massif d'Allauch, par M. BERTRAND, ingénieur en chef des mines, professeur de géologie à l'Ecole nationale des Mines. 1 brochure grand in 8 avec 28 figures dans le texte et 2 planches . . . . 3 fr. 50

N° 25. Etude sur la craie supérieure. La craie des Corbières par M. A. DE GROSSOUVRE, ingénieur en chef des Mines, avec 5 figures dans le texte. . . . . 0 fr. 75

N° 26. Étude sur les massifs du Chablais compris entre l'Arve et la Drance : (Feuilles de Thonon et d'Annecy) par M. AUG. JACCARD, professeur de géologie à l'Académie de Neufchâtel (Suisse). 1 br. gr. in-8° avec 44 fig. dans le texte. 2 fr. 25

N° 27. Note sur la prolongation vers le sud de la Chaîne des Aiguilles Rouges, montagnes de Pormenaz et du Prarion, par M. A. MICHEL LÉVY, Ingénieur en chef des Mines, Directeur du service de la carte géologique détaillée de la France. 1 brochure grand in-8° avec 7 planches et 18 figures . . . . 3 fr. 50

N° 28. Description géologique du Velay, par MARCELLIN BOULE. 1 brochure grand in-8° avec 11 planches et 80 figures dans le texte. . . . . 12 fr. »

Laval. — Imprimerie et stéréotypie E. JAMIN, 8, rue Ricordaine.

MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS

BULLETIN DES SERVICES

DE LA

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

ET DES

TOPOGRAPHIES SOUTERRAINES

N° 30. — Tome IV 1892-1893. — AVRIL 1892.

ÉTUDES SUR LE PLATEAU CENTRAL

I

LA VALLÉE DU CHER DANS LA RÉGION DE MONTLUÇON

PAR

L. DE LAUNAY

Ingénieur des mines
Professeur à l'École supérieure des Mines.

PARIS

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET Cie, ÉDITEURS

15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15

MÊME MAISON A LIÈGE, RUE DES DOMINICAINS, 7

1892

Le Bulletin de la Carte Géologique de la France paraît par fascicules contenant chacun un mémoire complet, dont la réunion forme chaque année un beau volume grand in-8° accompagné d'un grand nombre de planches, avec de nombreuses figures intercalées dans le texte.

Prix de l'abonnement ou de l'année parue. . . . . . . 20 fr.

(Les trois premières années sont en vente)

Il a été tiré à part un certain nombre d'exemplaires de chacun des bulletins destinés à être vendus séparément aux prix suivants :

N° 1. Étude sur le massif cristallin du Mont-Pilat, sur la bordure orientale du Plateau Central, entre Vienne et Saint-Vallier, et sur la prolongation des plis synclinaux houillers de Saint-Étienne et Vienne, par TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'Ecole de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 28 figures dans le texte et 2 planches. . . . . 3 fr. 75

N° 2. Note sur les terrains d'alluvions des environs de Lyon, par DELAFOND, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 25

N° 3. Note sur l'existence des phénomènes de recouvrement dans les Pyrénées de l'Aude, par L. CAREZ, docteur ès sciences naturelles. 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 00

N° 4. Note sur les roches primitives de la feuille de Brives, par L. DE LAUNAY, ingénieur des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . 0 fr. 75

N° 5. Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille, par CH. DEPÉRET, professeur à la faculté des sciences de Lyon. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 6. Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville, et de la région comprise entre Le Buet et Sallanches (Haute-Savoie), par GUSTAVE MAILLARD, conservateur du musée d'Annecy. 1 brochure grand in-8°, avec planches . . 5 fr. 25

N° 7. Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom (Finistère), par CHARLES BARROIS, professeur-adjoint à la Faculté des Sciences de Lille. 1 volume grand in-8°, avec 23 figures dans le texte et 1 planche. . . . . 4 fr. 00

N° 8. Relations entre les sables de l'Eocène inférieur dans le Nord de la France et dans le bassin de Paris par J. GOSSELET, professeur à la faculté des sciences de Lille, membre correspondant de l'Institut. 1 brochure grand in-8°, avec 7 figures dans le texte. . . . . 0 fr. 75

N° 9. Etude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc par MICHEL LEVY, Ingénieur en chef des mines, directeur du service de la carte géologique de France, 1 brochure, grand in-8°, avec 4 planches en photogravure, une planche de coupe et des figures dans le texte . . . . 2 fr. 50

N° 10. Note sur la stratigraphie du Plateau central entre Tulle et Saint-Céré par Mouret ingénieur des Ponts-et-chaussées. 1 brochure grand in-8°, avec une planche de coupes et une carte géologique . . . . 2 fr. 75

N° 11. I. Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège (feuille de Foix). — II. Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne, par A. LACROIX, préparateur au collège de France. 1 brochure grand in-8°, avec 12 figures dans le texte . . . . 3 fr.

N° 12. I. Nouvelle subdivision dans les terrains Bressans. — II. Bassin de Blanzy et du Creusot, par DELAFOND, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

ÉTUDES SUR LE PLATEAU CENTRAL

I

LA VALLÉE DU CHER DANS LA RÉGION DE MONTLUÇON

PAR

res-
dier
nent

éno-
aux
cro-
r de

D'autre part, les plissements anté-houillers ont pris, autour de la dépression du Cher et de Montluçon comme centre, des sinuosités toutes spéciales, clairement manifestées par les directions des feuillets dont nous avons continué l'examen minutieux. Ces sinuosités montrent là une sorte de point d'écrasement où se raccordent les deux directions de la Bretagne et du Morvan [2]. L'allure des lambeaux houillers qui, de Commentry à Montluçon [3], puis à Estivareille et Maulne, forment une traînée presque continue, nous conduira à penser que la

[1] Cette étude est destinée à faire suite à celles que nous avons déjà publiées sur l'Allier dans le *Bulletin de la Société géologique* (3e série, t. XVI); sur les roches de la région de Commentry (*Soc. ind. min.*, 3e série, t. II); sur les roches de la feuille de Brives (*Bull. du Serv. de la Carte géologique*, 1889), etc. Elle peut servir de description à la feuille de Montluçon.

[2] Nous renvoyons à ce propos au paragraphe intitulé : Dislocations du terrain primitif.

[3] M. Fayol avait signalé avant nous quelques affleurements de ce terrain houiller, affleurements qu'il considérait comme représentant chacun un lac distinct. Avec l'aide de notre ami, M. Dupin, ingénieur des Ponts-et-Chaussées à Montluçon, que nous sommes heureux de remercier ici bien vivement pour le concours qu'il nous a apporté dans l'exploration de toute cette région, nous avons réussi à relier ces lambeaux épars les uns aux autres.

Le Bulletin de la Carte Géologique de la France paraît par fascicules contenant chacun un mémoire complet, dont la réunion forme chaque année un beau volume grand in-8° accompagné d'un grand nombre de planches, avec de nombreuses figures intercalées dans le texte.

Prix de l'abonnement ou de l'année parue. . . . . . . **20 fr.**

(Les trois premières années sont en vente)

Il a été tiré à part un certain nombre d'exemplaires de chacun des bulletins destinés à être vendus séparément aux prix suivants :

N° 1. Étude sur l[illegible]
teau Central, entre [illegible]
houillers de Saint-[illegible]
l'Ecole de Saint-É[illegible]
planches. . . . . .

N° 2. Note sur le[illegible]
en chef des mines. [illegible]

N° 3. Note sur l'[illegible]
l'Aude, par L. Ca[illegible]
1 planche. . . . .

N° 4. Note sur les [illegible]
génieur des mines. [illegible]

N° 5. Notes strat[illegible]
professeur à la facul[illegible]
dans le texte. . . .

N° 6. Note sur la [illegible]
gion comprise entre [illegible]
servateur du musée [illegible]

N° 7. Mémoire su[illegible] diabasiques siluriennes du Menez-Hom (Finistère), par Charles Barrois, professeur-adjoint à la Faculté des Sciences de Lille. 1 volume grand in-8°, avec 23 figures dans le texte et 1 planche. . . . . 4 fr. 00

N° 8. Relations entre les sables de l'Eocène inférieur dans le Nord de la France et dans le bassin de Paris par J. Gosselet, professeur à la faculté des sciences de Lille, membre correspondant de l'Institut. 1 brochure grand in-8°, avec 7 figures dans le texte. . . . . 0 fr. 75

N° 9. Etude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc par Michel Levy, Ingénieur en chef des mines, directeur du service de la carte géologique de France, 1 brochure, grand in-8°, avec 4 planches en photogravure, une planche de coupe et des figures dans le texte . . . . 2 fr. 50

N° 10. Note sur la stratigraphie du Plateau central entre Tulle et Saint-Céré par Mouret ingénieur des Ponts-et-chaussées. 1 brochure grand in-8°, avec une planche de coupes et une carte géologique . . . . 2 fr. 75

N° 11. I. Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège (feuille de Foix). — II. Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne, par A. Lacroix, préparateur au collège de France. 1 brochure grand in-8°, avec 12 figures dans le texte . . . . 3 fr.

N° 12. I. Nouvelle subdivision dans les terrains Bressans. — II. Bassin de Blanzy et du Creusot, par Delafond, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

ÉTUDES SUR LE PLATEAU CENTRAL

I

LA VALLÉE DU CHER DANS LA RÉGION DE MONTLUÇON



PAR

L. DE LAUNAY

Ingénieur des mines
Professeur à l'École supérieure des Mines

géologie des environs de Montluçon présente quelques problèmes intéres- que les explorations de la carte au 1/80,000 nous ont amené à étudier is plusieurs années ; nous nous proposons ici de les passer successivement vue.

océdant par ordre chronologique, nous examinerons d'abord les phéno- s de contact du granite et des gneiss, leur action réciproque (noyaux cés dans le granite, formation de granite à grain fin et de granite micro- litique), et, jusqu'à un certain point, ce que cette région peut apporter de re à la question obscure de l'origine du gneiss lui-même.

D'autre part, les plissements anté-houillers ont pris, autour de la dépression du Cher et de Montluçon comme centre, des sinuosités toutes spéciales, claire- ment manifestées par les directions des feuillets dont nous avons continué l'exa- men minutieux. Ces sinuosités montrent là une sorte de point d'écrasement où se raccordent les deux directions de la Bretagne et du Morvan [2]. L'allure des lambeaux houillers qui, de Commentry à Montluçon [3], puis à Estivareille et Maulne, forment une traînée presque continue, nous conduira à penser que la

[1] Cette étude est destinée à faire suite à celles que nous avons déjà publiées sur l'Allier dans le *Bulletin de la Société géologique* (3e série, t. XVI) ; sur les roches de la région de Commentry (*Soc. ind. min.*, 3e série, t. II) ; sur les roches de la feuille de Brives (*Bull. du Serv. de la Carte géologique*, 1889), etc. Elle peut servir de description à la feuille de Montluçon.

[2] Nous renvoyons à ce propos au paragraphe intitulé : Dislocations du terrain primitif.

[3] M. Fayol avait signalé avant nous quelques affleurements de ce terrain houiller, affleurements qu'il considérait comme représentant chacun un lac distinct. Avec l'aide de notre ami, M. Dupin, ingénieur des Ponts-et-Chaussées à Montluçon, que nous sommes heureux de remercier ici bien vivement pour le concours qu'il nous a apporté dans l'exploration de toute cette région, nous avons réussi à relier ces lambeaux épars les uns aux autres.

vallée du Cher est le reste d'une dépression houillère, suivie plus tard par une faille avec glissement horizontal le long du plan de fracture [1], dépression prolongeant par une courbe en U celle de Theneuille, Vieure, Villefranche, Montvicq et Bézenet, et enfermant peut-être dans un cercle complet le massif granitique de Cérilly, Hérisson, Doyet.

Le permien, représenté ici par le faciès très spécial de l'arkose de Cosne, nécessitera une comparaison attentive avec un terrain identique d'aspect mais tertiaire, le sidérolithique qu'on rencontre à son voisinage. A l'époque triasique nous trouverons de curieux phénomènes de brèches à fragments de quartz anguleux reliées par un ciment siliceux et soudées parfois au fond de micaschistes sur lequel elles reposent, en même temps que de grands filons de quartz, dont quelques-uns chargés de fluorine et par endroits de galène, semblent en relation avec la source thermale de Néris.

Enfin le tertiaire de Montluçon, jusqu'ici peu connu, nous offrira un élément de comparaison avec les terrains du même âge étudiés plus au Nord par M. de Grossouvre et, sur les bords du bassin, de très nombreux exemples de veines calcaires pénétrant profondément dans les fissures du gneiss ou du granite sous-jacent. Nous aurons en outre la preuve que les mouvements de plissements s'y sont continués.

D'une façon générale, on pourra remarquer dans cette région, à des époques très différentes (permien, trias, tertiaire), la fréquence des dépôts sédimentaires à fragments anguleux, à silice abondante, à actions chimiques intenses. Ce phénomène doit tenir au moins en partie à ce que, depuis le houiller, on a toujours eu là une zone littorale ou lacustre.

1. GNEISS ET MICASCHISTES DE LA VALLÉE DU CHER

La description du terrain de gneiss et de micaschistes de cette région, en particulier des amphibolites qui y sont largement représentées, a déjà été faite par nous ailleurs [2] : nous nous contenterons d'insister ici sur quelques observations nouvelles pouvant offrir un certain intérêt théorique.

On connaît les trois termes principaux : gneiss, zone des amphibolites (cipolins, leptynites. etc.), micaschistes, que l'on distingue habituellement dans le terrain dit primitif. Soit que ces termes correspondent, pour des dépôts originairement comparables, à des zones de métamorphisme inégalement distantes du magma granitique, soit qu'il faille admettre là un ordre de superposition initial dans la sédimentation, nous arrivons de plus en plus à nous convaincre, conformément aux idées de M. Michel Lévy, que les deux termes supérieurs tout au moins (seuls représentés dans notre champ d'explorations actuel), dé-

[1] Cette question sera traitée aux paragraphes : Dislocations du terrain primitif ; Dislocations ayant affecté le terrain houiller et Filons de quartz.

[2] *Bull. Soc géol*, 3e sér., t. XVI (Compte-rendu de la réunion de la Société dans l'Allier).

rivent par métamorphisme d'un véritable terrain sédimentaire[1]. Aussi avons-nous pris soin, sur la feuille de Montluçon, de tracer : au milieu des micaschistes, les bancs de quartzites qui peuvent correspondre à des grès anciens, compris dans un terrain de schistes et recristallisés ; dans la zone des amphibolites, les amphibolites elles-mêmes, où l'on ne sait s'il faut voir toujours, avec M. Michel Lévy, des calcaires chimiquement transformés ou peut-être, dans certains cas, de véritables roches de profondeur ayant fait intrusion pendant le dépôt des strates[2].

Dans cet ordre d'idées, l'étude des actions granitiques sur des gneiss encore très chargés de mica ou des micaschistes que l'on rencontre au Sud de Montluçon, peut aider à comprendre ce qui avait dû se passer antérieurement ; les phénomènes de granitisation et de granulitisation qui ont dû constituer d'abord le gneiss, ont été en effet extrêmement multiples et complexes en un point donné et se sont reproduits à des époques diverses dans des conditions analogues, comme le montre l'existence fréquente de veines quartzo-feldspathiques se recoupant et se déplaçant l'une l'autre à l'intérieur d'une roche déjà antérieurement granitisée.

L'une des coupes les plus intéressantes dans cette zone de contact du granite et du gneiss, est donnée par la ligne de Montluçon à Lignerolles[3], qui traverse un très étroit lambeau de gneiss enclavé dans le granite[4]; et si bien pénétré par lui que le passage de l'une à l'autre roche est souvent presqu'impossible à saisir dans le détail. Quelques figures, où l'on ne doit pas oublier la proximité toujours presqu'immédiate du granite franc, en donnent une idée.

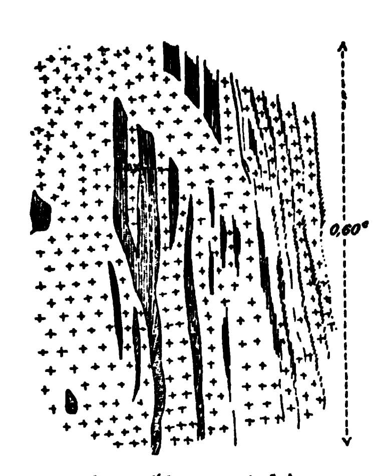


Fig.1 (Coupe verticale)

C'est ainsi que, sur la figure 1, nous pouvons voir, en quelque sorte, l'absorption des éléments schisto-micacés par la roche granito-cristalline qui traverse le gneiss et en englobe des fragments. Sur la partie droite, le schiste domine encore et forme une série de feuillets zonés à plans noirs micacés continus, séparés seulement par de minces veines quartzo-feldspathiques ; dans la partie centrale, les esquilles schisteuses, à angles souvent assez vifs et conservant leur direction générale, commencent à s'espacer ; enfin, à gauche, il a dû se produire

[1] L'absence de poudingues dans ce terrain de schistes, grès et calcaires, s'expliquerait aisément par une grande extension des mers et une régularité relative de leur fond ; elle n'est d'ailleurs peut-être pas absolue, même dans ce rayon restreint.

[2] Voir la belle étude de M. Michel Lévy sur la chaîne des Puys (*Bull. Soc. géol.*, 1890, p. 391).

[3] On peut également étudier les environs d'Huriel (Allier). (*Bull. Soc. géol*, t. XVI, p. 1051), ou d'Ebreuil (Puy-de-Dôme).

[4] Voir figure 7, pl. 4.

une refusion complète des éléments schisteux qui ont simplement donné aux micas de la roche cristalline granitique, une allure un peu zonée comparable à celle des gneiss profonds. La seule trace de roche schisteuse qui subsiste alors, ce sont, de place en place, quelques-uns de ces noyaux noirs micacés sur l'origine desquels on a souvent discuté, noyaux manifestement dûs ici à un résidu de schistes non dissous.

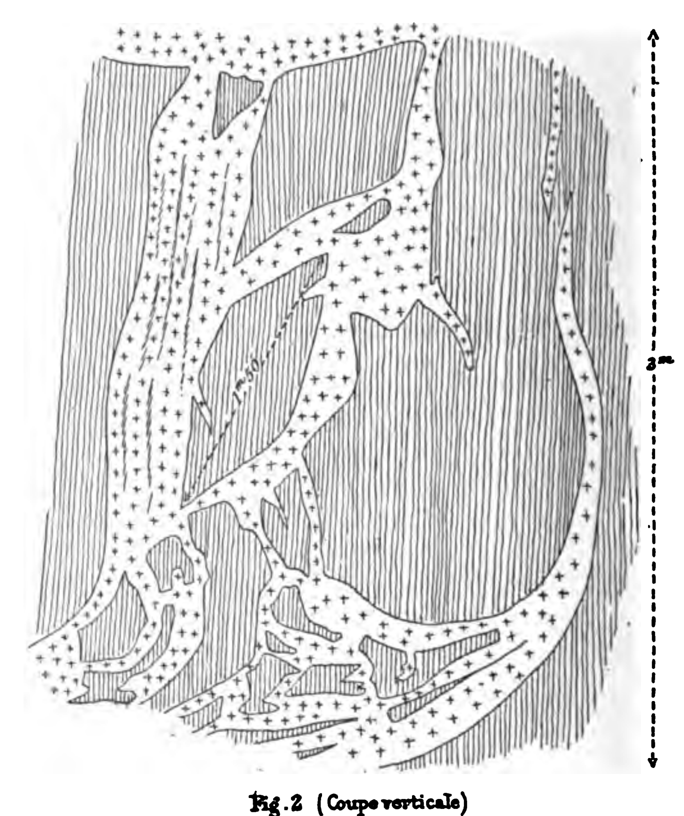


Fig. 2 (Coupe verticale)

Gneiss gris foncé. Roche à faciès granitique.

Ailleurs (figure 2), nous aurons une véritable brèche de schiste métamorphisé en gneiss enveloppée par une roche granitique.

Ces phénomènes d'englobement de micaschiste dans le granite sont là absolument constants ; c'est ainsi que certains blocs très nettement schisteux, de plus de 1 mètre de long, apparaissent entourés d'un gneiss à orientation différente[1],

[1] Particulièrement à l'entrée de la tranchée au sud de Lavaux.

et généralement il existe, sur la périphérie du bloc pincé, une zone où les éléments quartzo-feldspathiques ont cristallisé dans de plus grandes dimensions.

Dans d'autres parties du pays, le phénomène prend une allure différente et les fragments schisteux se multiplient à tel point que quelques bancs présentent l'aspect d'une sorte de poudingue[1]. C'est en particulier le cas, sur la route de Lavaux à St-Genest, au passage du ravin de la Goutelle, en un point où se sont également produits des granites microgranitiques sur lesquels nous aurons à revenir.

Parfois aussi, soit que le schiste ancien ait été complètement remanié par la venue feldspathique, soit qu'au lieu d'un schiste, il se soit trouvé là primitivement un banc de grès, les blocs englobés ne sont plus schisteux, mais au contraire à texture uniformémen cristalline, à grain très fin et à teinte gris sombre. La figure 3 montre, en un cas, l'allure de ce genre de roches qui sont surtout très développées sur la rive droite du Cher[2]. Au microscope, on y reconnaît fréquemment la présence de l'amphibole dans une masse qui rappelle certaines kersantites.

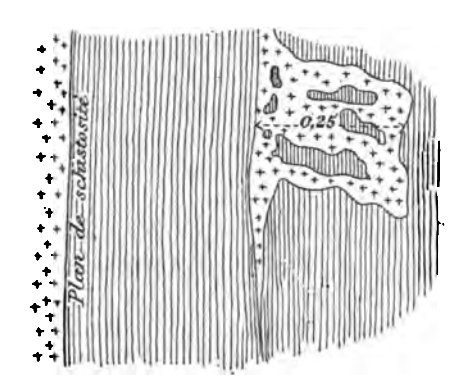


Fig. 3 (Coupe verticale)

Nous rattacherons à ces actions réciproques du granite et du gneiss la formation de deux roches spéciales que nous avons désignées sous les noms de granite microgranitique et de granite à grain fin.

Les meilleurs exemples de *granite microgranitique* peuvent s'observer au ravin de la Goutelle, sur la route de Lavaux à St-Genest. On en retrouve d'autres plus au Sud à Ste-Thérence, à la Genète, etc. [3].

A la Goutelle, il existe, au milieu du granite, sur une largeur totale de 4 à 500 mètres à peine, quatre lambeaux de gneiss[4] alignés à 160° (N. N.-O.), et, le long de chacun d'eux, s'est développée une veine de microgranite à faciès général granitique et très riche en mica noir, mais contenant en abondance des quartz bipyramidés. Cette roche, comparable parfois à certains porphyres granitoïdes de Grüner, présente, dans la longueur d'une même veine, tous les passages depuis un simple granite à grain fin avec quelques quartz isolés, jusqu'à une sorte de microgranulite. On aurait pu se demander si l'on n'avait pas affaire, en

[1] On en peut voir un exemple sur un bloc provenant de Perreguines, aujourd'hui à l'Ecole des Mines.

[2] Sur la rive droite, elles forment, le long du Cher, quelques veines assez prolongées.

[3] Feuille d'Aubusson. M. Le Verrier, sur la feuille de Montbrison, a déjà eu à étudier des granites microgranitiques situés dans des conditions un peu différentes.

[4] L'échelle réduite de la feuille de Montluçon ne nous a permis de donner de ce point qu'une représentation schématique.

réalité, à une forme spéciale de microgranulite ; mais il se trouve précisément que la veine microgranitique est très nettement recoupée, ainsi que le gneiss voisin, par un filon de microgranulite large d'environ 20 centimètres, dirigé un peu plus Nord Ouest et visible sur 25 mètres de long dans le haut de la descente en venant de Montluçon. Cette preuve manifeste de la différence d'âge des deux roches conduit à voir dans le microgranite une forme de cristallisation spéciale du granite résultant du contact de ce lambeau de gneiss englobé.

Quant au *granite à grain fin*, souvent amphibolique, on peut surtout l'observer aux environs de Néris et près de St-Genest. Son aspect extérieur rappelle celui d'une granulite qui serait très chargée de mica noir et il s'y trouve, en effet, un peu de quartz granulitique ; ce granite à grain fin se présente en longues veines parallèles aux grandes directions de fracture du granite encaissant (150°), mais ne constitue pas des filons distincts et postérieurs : lorsqu'on étudie les bords d'une veine, on la voit en effet passer progressivement au granite encaissant. Son origine nous semble tenir à la recristallisation, dans le magma granitique, de zones gneissiques enveloppées par lui.

La principale de ces veines longe un ruisseau parallèle à la route nationale à 500 mètres environ à l'Est de Néris et est exploitée à la rencontre du chemin vicinal des Ferrières. Elle contient[1]:

I. Mica noir, oligoclase, orthose ; II. Quartz granulitique ; III. Calcite.

L'absence de mica blanc suffirait à la distinguer d'une granulite indépendamment de ses conditions de gisement.

Une veine analogue est également exploitée pour empierrement à 150 m. à l'Ouest de la route nationale[2], on en retrouve d'autres près de la Goutelle[3]: la présence de l'amphibole y est fréquente et la relation avec le gneiss assez nette.

Lorsqu'on examine ces régions mélangées de granite et de gneiss où la roche acide a dû pénétrer abondamment dans des terrains schisteux antérieurs, on constate souvent un fait que nous avons retrouvé en bien des points du Plateau Central et, à l'étranger, en Norvège, en Suède, etc.: c'est la présence de plissements internes dans les bancs de gneiss. Tout en nous proposant de revenir un jour avec plus de détail sur ce phénomène qui peut avoir quelque intérêt pour expliquer la genèse de certains minerais métallifères, nous voudrions ici en dire un mot.

Les plissements dont nous parlons, très fréquents dans le terrain dit primitif, ne sont pas ceux qui affectent plusieurs strates et sont manifestement postérieurs à leur consolidation, ce sont au contraire ceux que dessinent, dans l'intérieur d'une strate parfaitement homogène et solide, les alternances de la roche blanche quartzo-feldspathique — et, en bien des points de Scandinavie, les sulfures métalliques (blende d'Ammeberg, etc.), — avec des délits micacés plus sombres[4].

[1] Nous l'avons figurée dans notre note sur les roches de Commentry (pl. 27, fig. 6.)

[2] Elle passe sur l'O du mot Source thermale.

[3] Sur la rive droite du ruisselet de la Goutelle et au point 3,800 sur le chemin de grande communication 50.

[4] Voir, dans notre note sur les roches de Brives, le dessin de quelques-uns de ces plissements.

Ces plissements, lorsqu'on les examine en détail, sont, à notre avis, complètement impossibles à expliquer si l'on admet que feldspath et mica dans un cas, blende, feldspath et mica, dans l'autre, existaient antérieurement par zones alternantes horizontales et ont été courbés par une action mécanique postérieure; on verrait alors, dans le feldspath plus dur, des plans de rupture consolidés ensuite par sécrétion, au lieu que ces zones feldspathiques ou blendeuses sont toujours absolument continues et les plans schistomicacés au contraire brisés, disloqués; pour nous, tout concorde à faire croire à une injection postérieure d'une manière consolidante, simplement feldspathique dans un cas, feldspathique d'abord puis sulfureuse dans l'autre, au milieu de schistes brisés, froissés et recourbés dont tous les interstices ont été alors comblés [1].

Enfin, pour terminer ce qui est relatif aux gneiss de Montluçon, nous donnerons encore une coupe prise plus au Nord vers Huriel, coupe dans laquelle on semble avoir affaire à des conditions de cristallisation plus calmes du granite au-dessous du gneiss.

Au Nord d'Huriel se trouve, au milieu des gneiss et allongé parallèlement à leur direction générale, c'est-à-dire Est-Ouest, un dôme de granit d'environ 120 m. qui va sans doute, sous le bassin tertiaire, se terminer sur les deux rives du Cher au voisinage de la station des Trillers.

Lorsqu'on traverse ce massif granitique suivant une direction N.S. à hauteur du moulin Gargot (N.E. d'Huriel), on constate au centre la présence de granite bien franc, retrouvé vers l'Est à Ricros, vers l'Ouest au dessous de Farcille ; des deux côtés de ce granite, vient un granite légèrement zoné; puis, si on se dirige vers le Sud, on rencontre un gneiss franchement orienté, comparable à un gneiss de profondeur et formant une belle pierre de taille grise à lits noirs micacés largement distants. Cette roche est exploitée dans deux carrières sur les deux rives du ruisseau d'Huriel, sur le chemin d'Huriel à la Chapelaude ; on la retrouve également près de Sallès et, à hauteur de la Chapelaude, le long du massif principal des micaschistes [2].

Enfin, plus au Sud, on arrive au gneiss supérieur habituel à toute cette région ; gneiss très feuilleté, à lits minces, contenant des amphibolites et déjà parfois interrompu par des veines micaschisteuses.

2. DISLOCATIONS DU TERRAIN PRIMITIF.

Le terrain primitif dont nous venons d'examiner la structure a subi dans la vallée du Cher, avant le dépôt des premiers terrains sédimentaires représentés (anthracifère et houiller) des dislocations considérables. Renvoyant pour l'ensemble des mouvements auxquels elles se lient à nos travaux antérieurs, nous allons en étudier le détail en ce point particulier.

[1] Si l'on admet que le quartz et le feldspath ont cristallisé simultanément par l'intervention d'eaux alcalines sous pression, le mode de formation de ces roches plissées intérieurement s'explique particulièrement bien.

[2] Nous l'avons désignée par la notation $\zeta^1\gamma_1$.

Lorsqu'on examine le Sud-Est de la feuille de Montluçon, surtout si on supprime par la pensée les couches tertiaires, un fait tout d'abord semble sauter aux yeux, c'est la dissemblance caractéristique entre les deux rives, ressemblance qui va en s'atténuant à mesure qu'on remonte vers le Nord [1].

A l'Ouest, les roches primitives et cristallines s'alignent très régulièrement sur toute la hauteur de la feuille par bandes Est-Ouest (un peu N.E.-S.O.). A l'Est au contraire, leur direction d'ensemble oscille autour de la ligne Nord-Sud que marque le Cher, en partant du N.O.-S.E. au Sud vers Commentry pour arriver par un arc de cercle au N.E.-S.O. au Nord près de Hérisson.

Et, dans la vallée du Cher, à Montluçon, cette dissemblance s'accuse d'une façon très marquée par le relief même du sol ; la rive droite se dressant presque abrupte sur 200 mètres de haut comme une paroi de faille tandis que les pentes de la rive gauche, masquées par les dépôts tertiaires, s'élèvent progressivement en pente douce[2].

Lorsqu'on trace le détail de toutes les directions du gneiss au Sud de Montluçon, on a la clef de cette disposition d'ensemble ; on voit en effet se dessiner une série de sinuosités en éventail qui entourent Montluçon au Sud et à l'Est (Pl. I) et le font apparaître comme un centre d'écrasement et d'étoilement tandis que les gneiss environnants affectent l'allure d'une lame flexible comprimée dans le sens de sa longueur à ses deux extrémités. Il nous semble qu'on voit apparaître sur cette carte deux zones de gneiss disloquées par les accidents Nord-Sud de la vallée du Cher et se rapprochant presque jusqu'à se réunir suivant cette vallée : l'une au Nord allant d'Huriel à Reugny et Hérisson et jalonnée au Sud par une suite caractéristique de grands massifs de granulite qui devient absolument continue plus à l'Ouest ; l'autre, au Sud, reliant Lépaud, Évaux, Marcillat, la Celle-Buxière et envoyant au Nord vers Montluçon quatre digitations séparées par du granite, celle de Teillet, celle de Lavaux Ste-Anne, celle de Villebret et Désertines, celle de St-Angel et de Verneix.

Les filons de microgranulite qui sont, nous le savons, antérieurs au houiller puisque le houiller leur a emprunté des galets, précisent le sens et l'âge des dernières phases de ce mouvement. La vallée du Cher paraît être la ligne de raccord avec brisure des deux directions de plissement (perpendiculaires à leurs extrémités), de la Bretagne d'une part, du Morvan et du Taunus de l'autre. Sur la rive droite de cette vallée il s'est produit à la fois une dénivellation verticale (reproduite pendant le tertiaire) et, dans le même plan de fracture, un glissement horizontal.

C'est sur un terrain ainsi modelé de prime-abord, et modelé de longue date puisque l'orientation des massifs de granulite eux-mêmes en résulte sans doute, que sont venus se superposer ultérieurement tous les mouvements mécaniques de la région, en particulier ceux qui, à l'époque hercynienne, ont formé la dépression houillère, assez fortement oblique ici sur les plis du gneiss ; puis les mouvements permiens et tertiaires ; et tous, on peut le dire, ont eu constam-

[1] Voir le croquis ci-joint (Pl. III, fig. 9), et la carte géologique (Pl. I).
[2] Voir pl. III, fig. 9.

ment pour effet de rapprocher la rive Ouest et la rive Est du Cher comme deux blocs solides venant s'écraser l'un sur l'autre et jouer l'un par rapport à l'autre en comprimant de plus en plus le coin triangulaire ayant son sommet Nord à Montluçon. Les fractures filoniennes du pays ainsi que la disposition des bassins houillers en sont plus ou moins directement la conséquence.

Le détail de ces dislocations serait assez compliqué à décrire et l'inspection de la feuille de Montluçon sur laquelle nous avons essayé de les figurer suffit à en rendre compte. Les plissements du gneiss résultent immédiatement de la détermination des pendages. Quant aux fractures, nous avons été conduit à les supposer quand il y avait incompatibilité entre les directions et pendages observés des deux côtés d'une certaine ligne. Nous nous contenterons de développer ces indications sur deux exemples d'une complication toute particulière choisis aux environs de Montluçon.

Carte du massif de gneiss de Lavaux Ste Anne

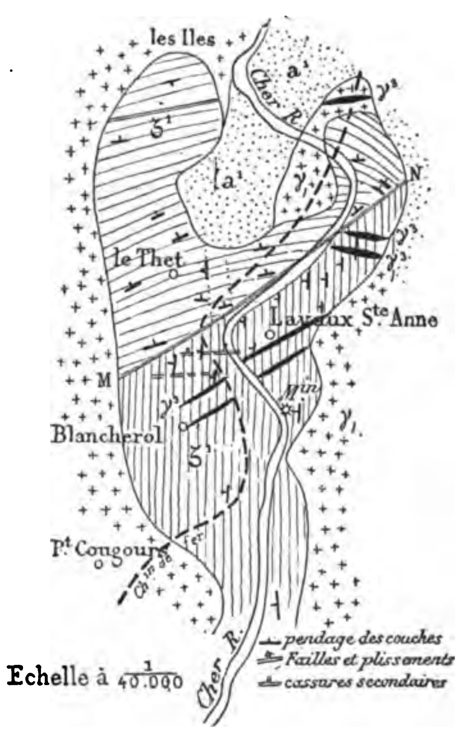


Fig. 5.

La figure 5 représente, au $\frac{1}{40.000}$, le massif de gneiss de Lavaux Ste-Anne dont on peut étudier la structure aux bords du Cher et dans les tranchées de la ligne

Montluçon-Evaux. Le long de la ligne de faille MN, les directions du gneiss se

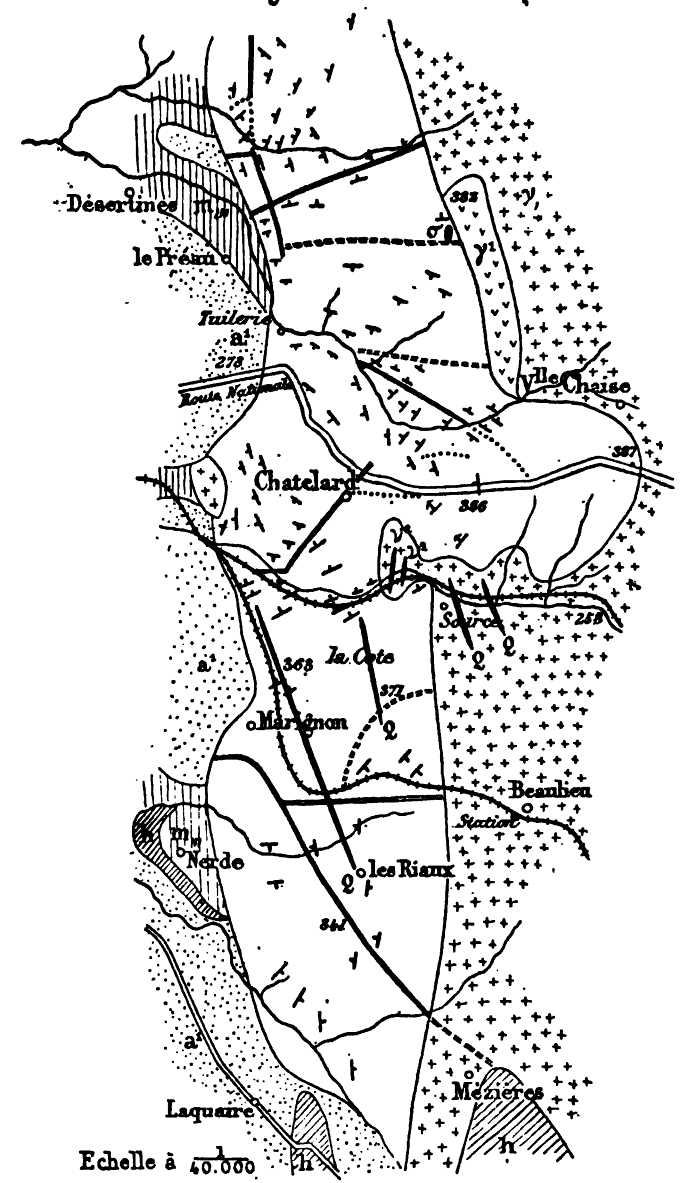


Fig. 6.

coudent brusquement à angle droit. Et, des deux côtés de cette faille, il existe

une série de cassures secondaires dirigées à peu près suivant les lignes de plus grande pente du gneiss et ayant pour effet, celles du Sud de rapprocher le massif de la faille, celles du Nord de l'en éloigner. La somme des dénivellations produites par ces cassures, telles que les tranchées du chemin de fer permettent de les calculer, est d'environ 30 mètres au Nord, 20 mètres au Sud : soit, en additionnant, 50 mètres. L'ensemble accuse une pression venue du Sud et il ne serait pas impossible que cette faille MN fût la prolongation de celle qui longe plus au Nord la rive droite du Cher.

Quant à la figure 6, elle accuse les plissements extrêmement multiples [1] du massif de gneiss situé à l'Est de Montluçon et où tous les efforts de pression et de tension semblent s'être accumulés [2].

3. TUFS PORPHYRITIQUES DU CULM

Les tufs porphyritiques du culm prennent, au Sud de la feuille de Montluçon, sur les feuilles d'Aubusson et de Gannat, un grand développement. Il peut être utile de noter leur présence possible jusqu'aux environs de Boussac.

A Boussac-les-Églises, il existe au milieu des gneiss, sur 150 m. de long, une roche tufacée verdâtre à petits grains jaunes et galets de micaschiste.

De même, en suivant la ligne d'Huriel à Treignat, on rencontre [3] 13 mètres d'une brèche à éléments arrondis formée de fragments de micaschiste et de granulite et terminée brusquement suivant un plan vertical.

En comparant le faciès de ces roches à celui de l'anthracifère bien déterminé des feuilles voisines, nous avons été amené à les considérer hypothétiquement comme des lambeaux d'anthracifère pincés dans les failles du gneiss. Nous connaissons d'ailleurs, sur la feuille de Gannat, des formations tout à fait analogues.

4. TERRAIN HOUILLER. — BASSINS DE VILLEFRANCHE, COMMENTRY, MONTLUÇON, ESTIVAREILLE ET MAULNE.

Le terrain houiller forme dans son ensemble une courbe en U bien mise en évidence sur la petite carte ci-jointe (Pl. I) qui comprend une partie des quatre feuilles de Moulins, Gannat, Montluçon et Aubusson. Nous allons suivre cette courbe de l'une de ses extrémités à l'autre en partant du bassin de Cosne pour aboutir à Maulne sur le Cher.

De Cosne à Villefranche, Montvicq et Commentry, nous avions dans un autre travail indiqué la liaison probable des affleurements houillers. Des travaux de chemin de fer et des sondages de mines ont depuis confirmé cette liaison plus

[1] Ces plissements n'ont pu être figurés dans la carte ci-jointe (Pl. I. au 1/320.000. Il est peut-être utile de remarquer qu'ils constituent un cas exceptionnel et que, dans tout le massif de la rive gauche du Cher, surtout lorsqu'on s'éloigne un peu de la vallée, les directions ont au contraire, sur une grande longueur, une constance remarquable.

[2] Nous avons supprimé, pour ne pas augmenter encore la complication de la figure, les filons de granulite et microgranulite representées au 1/80.000.

[3] Au disque situé sur l'N de Falconnet.

encore que nous ne le pensions et leurs résultats sont assez nets pour que nous en disions un mot ici.

La première découverte a été faite par l'ouverture de la ligne Sancoins La Peyrouse qui longe à l'Est la faille limite du massif granitique de Louroux Bourbonnais (faille de Sancerre) en passant constamment du granite au permien dans une région que masquait auparavant un épais limon superficiel.

En parcourant cette ligne, nous avons pu nous rendre compte que la faille était en plusieurs points très nettement visible comme le montre une photographie ci-jointe (Pl.II) prise dans une tranchée au voisinage de la source thermale de LaTrolière.Nous avons également constaté que,le long de cette faille,le terrain houiller de Vieure, au lieu d'être bientôt masqué par le permien comme on pouvait le supposer, se prolongeait au Nord jusqu'à Theneuille. Dès lors, il ne serait pas impossible que certains lambeaux de poudingue isolés des environs de Cérilly, qui ont été autrefois classés dans le trias sur la feuille de St-Pierre, dussent être également, par continuité, rattachés au houiller : ce qui fermerait presque la boucle en U de ce terrain.

De même au Sud, les études pour la ligne de Cosne à Villefranche ont permis de voir que le houiller s'étendait un peu plus que nous ne l'avions cru ; et des sondages faits entre les bassins de Montvicq et de Villefranche ont établi d'une façon très probable la liaison de ces deux bassins à l'Ouest.

Sur le houiller de Commentry, nous n'avons rien à ajouter aux belles études de M. Fayol ; mais nos dernières explorations nous ont permis de trouver le prolongement de ce bassin vers l'Ouest jusqu'aux environs immédiats de Montluçon : prolongement que le caractère souvent très spécial du houiller de cette région avait empêché jusqu'ici de reconnaître.

Il est à noter que, de ce côté [1], la dépression houillère ne s'est pas produite comme ailleurs suivant un synclinal de gneiss, mais suivant une ligne de fracture ouverte à travers le granite et le gneiss lui-même, parfois suivant la schistosité du terrain, parfois aussi obliquement [2]. Son remplissage se compose là à peu près exclusivement de poudingues à galets plus ou moins arrondis, atteignant à l'occasion des dimensions considérables et d'une brèche comprenant souvent des fragments tellement énormes et resoudés les uns aux autres par une pâte d'un faciès si granitique qu'il est facile de s'y méprendre sur le terrain ou dans les travaux de mines et de la prendre pour du terrain primitif en place [3].

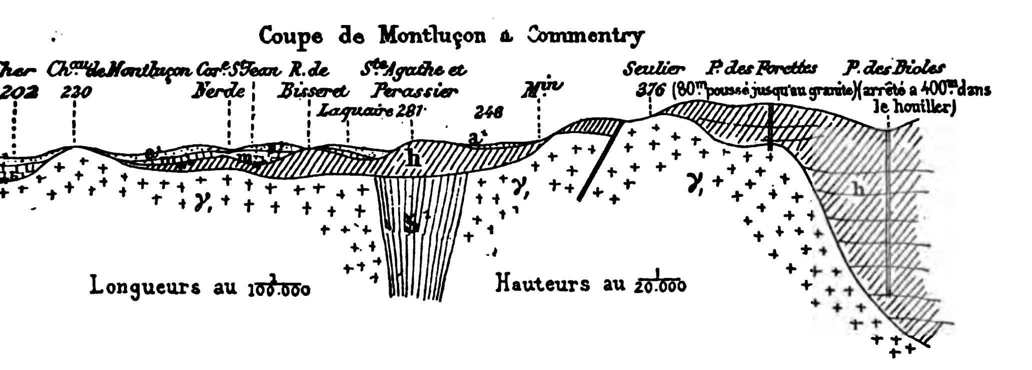
[1] Conformément à une remarque déjà faite par nous pour le bassin de Saint-Eloy (*Bull. Soc. géol.* t. XVI, p. 1057).

[2] A Commentry même, la partie Est du houiller repose sur le micaschiste, la partie Ouest sur le granite. On doit supposer que le plissement hercynien qui a précédé le dépôt du houiller s'est, contrairement à une loi trop généralisée, écarté ici des plissements précédents.

[3] Aussi, sur notre feuille de Montluçon, doit-on considérer l'extension du houiller marqué par nous comme un minimum, le terrain n'ayant été noté en houiller que là où il y avait certitude ; c'est ainsi que les taches discontinues dessinées entre Serclier et Pérassier peuvent se réunir en réalité. Le manque d'affleurements ne permettant pas de s'en assurer, nous n'avons pas voulu préjuger la question en faisant intervenir une idée hypothétique.

Ce genre de brèche est d'ailleurs loin d'être inconnu dans le houiller du centre de la France. A Commentry même, on en a rencontré un exemple remarquable dans le fonçage du puits Ste Aline ; à Epinac, il est arrivé également à diverses reprises, qu'on a cru en l'atteignant, toucher le fond du bassin alors qu'on était encore dans le houiller.

Fig. 7.



Lorsqu'on examine attentivement une de ces brèches que son aspect inhomogène, son altération profonde, sa coloration généralement rouge ou violacée signalent seules d'abord, on voit qu'elle est constituée de débris presque anguleux, reliés par une pâte formée aux dépens de la roche elle-même et par suite très analogue à elle. En la fragmentant, on arrive presque toujours à y rencontrer de véritables galets arrondis ou au moins émoussés et souvent une agglomération locale de petits grains ronds de quelques millimètres ; mais il se présente aussi parfois des blocs continus d'une telle dimension que, sur un affleurement restreint, on a toutes les raisons possibles de les croire en place. Il est difficile d'expliquer cette formation autrement que par l'éboulement de pans de montagnes entiers : idée compatible avec celle d'un relief alpestre à cette époque émise par M. Fayol ; nous n'y avons jamais rien vu qui permette d'admettre l'action de phénomènes glaciaires, mais il est assez naturel d'y penser.

Cette formation béchiforme est particulièrement visible au village de Serclier, près de Ste-Agathe sur la route de Montluçon à Néris, entre Pérassier et Nerde, etc.

Quand aux poudingues que l'on trouve à Pérassier, à Nerde, etc., ils ont une constitution en rapport direct avec la nature des roches voisines et prouvent que les galets ont subi un transport très court. A Serclier et à Pérassier, ils sont formés de granite, granulite, microgranulite et de porphyrite ; mais à Pérassier, d'après M. Fayol, la porphyrite n'apparaît que dans les couches supérieures à gros galets et fait défaut dans les bancs inférieurs à éléments fins. tandis qu'à Serclier on la rencontre un peu partout. M. Fayol avait cru pouvoir conclure de cette remarque l'indépendance primitive des deux lacs ; la continuité de la traî-

née ne nous permet guère d'adopter cette hypothèse ; mais il a pu se produire des apports par plusieurs torrents distincts. D'autre part, la nature très particulière du dépôt, jointe à la différence de niveau considérable entre le houiller de Nerde (près de Montluçon) et celui de Commentry [1] pourrait laisser supposer qu'il a existé là, entre deux lacs à niveau distinct, celui de Commentry et celui de Montluçon, un seuil assez élevé. Nous nous imaginons volontiers l'aspect du pays à l'époque houillère comme ayant dû, sur une échelle restreinte, ressembler à la zone actuelle des grands lacs d'Amérique.

La houille est rare dans ces terrains confus; cependant il en existe des traces dans le bassin de Pérassier; l'analyse de ces charbons a donné[2] les résultats suivants :

Poids du charbon, 100 gr.
Durée de la distillation, 15 min.
Volume du gaz { charbon avec cendres, 25 lit. 50. / déduction faite des cendres, 28 lit. 97.
Temps employé pour brûler le gaz, 7 min. 35 sec.
Débit à l'heure, 168 lit.
Pouvoir éclairant, nul.
Coke de la cornue { avec cendres, 7?. / déduction faite des cendres, 69,30.
Matières volatiles, 27.
Incinération du charbon : cendres, 12.
Observations sur les essais photométriques : flamme de 6 à 7 centim. de hauteur, bleue à la base, légèrement blanche au milieu et rouge au sommet avec des étincelles rouges.

A partir de Montluçon, le terrain houiller disparaît à la surface pendant une quinzaine de kilomètres jusqu'à Thizon, au Sud d'Estivareille et, s'il se continue en profondeur, ce ne peut être que suivant une bande très mince le long de la falaise primitive sur la rive droite du Cher; car, malgré le manteau général d'alluvions, on a pu reconnaître la présence du granite au château de Montluçon; puis celle de la granulite à Vafour et St.-Victor [3] etc. Néanmoins il est certain que la traînée houillère, malgré ses lacunes actuelles, remonte là brusquement au Nord pour se diriger parallèlement au Cher vers Estivareille et Maulne. Il est peu douteux qu'elle ait eu, dans cette région, à subir des mouvements importants postérieurs au houiller et prolongés jusqu'à l'époque tertiaire.

A Estivareille, le houiller se présente principalement sous la forme de poudingues à gros galets cimentés entre eux et formant des bancs inclinés ; près d'Estivareille même, les bancs sont inclinés vers l'Est. Ils ont presque toujours, comme c'est d'ailleurs fréquemment le cas dans le bassin de Maulne, une teinte

[1] Cette différence est aujourd'hui de 160 mètres ; mais il y a eu presque certainement des dénivellations post-houillères sur lesquelles nous reviendrons, en sorte que nous n'attachons qu'une valeur relative à cet argument.
[2] D'après M. Fayol.
[3] D'après M. Dupin, les sondages des ponts de Veaux et de Magnette ont trouvé le gneiss directement sous l'alluvion.

rouge et violette très accentuée qui tient à la décomposition des galets de granulite. D'après Boulanger, on y a fait vers 1840 quelques recherches infructueuses pour trouver la houille [1].

Enfin le bassin de Maulne constitue une longue bande Nord-Sud de 2 à 3 kilomètres de large entre Reugny et Maulne. Plus à l'Est, des affleurements de houiller reparaissent dans la vallée de l'Aumance et au Sud de la forêt de Troncais à 2 kil. Ouest de Le Brethon dans le ravin de la Bouteille.

La grande masse de ce terrain de Maulne, parfois désigné sous le nom de bassin houiller de la vallée du Cher, est encadrée entre deux failles et paraît présenter des indices d'une compression dans le sens de la largeur ayant produit plusieurs plis analogues à ceux, si bien caractérisés, de St-Eloy[2]. En outre, la vallée de l'Aumance, du côté de Hérisson, porte l'empreinte d'une faille assez difficile à préciser qui, entre le château de Laroche et Chateloi, fait changer brusquement d'une rive à l'autre la nature des terrains.

L'une des meilleures coupes de ce bassin houiller est donnée par la descente sur l'Aumance de la route de Vallon à Le Brethon. Elle présente, sur une hauteur verticale de 60 mètres, les terrains suivants assez fortement inclinés vers l'Ouest.

Grès jaunes avec parties irrégulières verdâtres......	20m
Poudingue..	1,50
Alternances de grès rouges et jaunes..............	5
Poudingue rouge..................................	7
Grès jaune.......................................	2,50
Grès avec poudingue à la base.....................	8
Grès rouge.......................................	6
Grès jaune.......................................	1,50
Blancs rouges....................................	4
Schistes avec traces charbonneuses................	2
Grès rouges avec quelques galets..................	1

En face le château du Crœu dans la vallée de l'Aumance, on voit apparaître, sous le houiller, le soubassement de micaschistes. De ce côté, la base du terrain est formée par une épaisseur assez considérable de poudingues à gros blocs sur lesquels reposent des poudingues à galets de la grosseur d'un œuf, puis des alternances de grès, poudingues et schistes qu'on peut observer plus au Nord dans un escarpement presqu'à pic, dominant le moulin de Gandebœuf sur la rive de l'Aumance. Il existe, vers le sommet de cet escarpement, deux affleurements charbonneux sans importance.

D'une façon générale, les grès et poudingues dominent dans la masse du terrain ; les schistes sont rares et il en est de même de la houille qu'on a recherchée à diverses reprises avec quelque persistance.

La grande extension du bassin houiller et sa situation très avantageuse devaient tout naturellement le désigner à l'attention des explorateurs ; mais les travaux réitérés et toujours superficiels auxquels on s'est livré depuis 1793 n'ont fait découvrir que des veines de charbon tout à fait inexploitables. Il est

[1] *Statistique de l'Allier*, p. 289.
[2] Voir fig. 8, 10, 11, pl. IV.

à noter toutefois que ces recherches ont porté presqu'exclusivement sur la rive droite de l'Aumance, c'est-à-dire sur une partie où le soubassement de terrain primitif, (micaschiste ou granulite) qui vient percer en maint endroit le houiller, reste certainement toujours à une faible profondeur ; on aurait peut-être obtenu des résultats plus heureux en sondant le terrain là où il présente sa grande épaisseur, c'est-à-dire sur la rive gauche.

Parmi les points explorés [1], nous citerons au Nord les environs des Seignes et du moulin de Gandebœuf où le représentant du peuple Séry fit faire des fouiles en 1793. En 1837, la compagnie Damiron,etc., y trouva, à 13 mètres de profondeur, une couche de 1 m. 20 formée de petites veinules de houille mêlées de schistes bitumineux que l'on dût renoncer à employer pour la cuisson de la chaux. Cette couche devenait de plus en plus irrégulière en s'approfondissant. En 1874, une autre société a foncé là un puits de 41 m. qui a retrouvé, au dessous de cette couche : 9 mètres de grès, une veine de charbon, 10 m. 50 de grès, une autre veine de charbon et encore 2 m. de schistes et de grès. La couche supérieure a été explorée sur 50 m. en direction et 40 suivant le pendage et reconnue de nouveau inexploitable.

A 600 m. de ce puits des Seignes, au ravin des Planchettes, M. Duchet a fait également, à cette même époque, plusieurs puits : dans l'un, ayant dépassé 80 mètres de profondeur, il a rencontré une autre couche très irrégulière, donnant un charbon maigre à longue flamme d'assez bonne qualité. Ces travaux ont été abandonnés vers 1875 [2].

Plus au Sud, le ravin de Gandebœuf et les environs du château du Crœu ont été de même l'objet de recherches infructueuses en 1793, puis en 1836 et 1837.

Aux environs de la Bouteille, les travaux ont été continués plus longtemps et ont même donné lieu, en 1855 et en 1876, à des demandes en concession. Les premiers essais furent tentés en 1830 par M. Rambourg, maître de forges à Troncais. Ils furent repris en 1855 par la Société Galicher ; puis, en 1874, successivement par la Société Libaud, etc. et par M. Duchet. On constata alors, sur quelques mètres de long, l'existence d'une couche de charbon d'assez bonne apparence, mais très tourmentée qui, à l'affleurement, repose presque directement sur le micaschiste.

Enfin, sur la rive gauche du Cher, nous n'avons guère à citer qu'un petit puits creusé en 1875, sur un affleurement charbonneux en face le moulin de Gandebœuf et des travaux de 1823, 1832 et 1836 [3] autour du Fremont, de la Grave et du Cluseau. Ces derniers qui rencontrèrent, paraît-il, quelques veinules de houille, avaient le défaut d'être très voisins de la faille limite du houiller.

[1] Voir pour les travaux antérieurs à 1814: Boulanger, *loc. cit.*, p. 287.
[2] Voir un rapport autographié de M. A. Caillaux et des rapports de service de M. Voisin, ingénieur des mines.
[3] Mentionnés par Boulanger.

5. DISLOCATIONS AYANT AFFECTÉ LE TERRAIN HOUILLER

Les mouvements mécaniques qui avaient précédé et préparé le dépôt du terrain houiller se sont certainement renouvelés ensuite à diverses reprises, mais en particulier pendant l'époque permienne, avant la formation de l'arkose de Cosne.

C'est à cette époque qu'on doit rapporter la grande faille qui limite à l'Ouest le terrain houiller de Villefranche, faille manifestée par des sondages, mais que recouvre une nappe bien horizontale d'arkose de Cosne.

Un phénomène du même genre s'est produit dans la partie Ouest du bassin de Commentry. Il existe, en effet, aux Bruyères, à Magnier, à l'Ouest des Forettes, au-dessus des Boulades, etc., un certain nombre de nappes d'arkose permienne reposant, les unes sur le houiller, les autres sur le granite ou le gneiss, nappes dont le niveau bien concordant oscille entre les cotes 340 et 360; mais, au-dessous de ces lambeaux permiens, seulement séparés par l'érosion, le houiller, lui, a été très fortement troublé.

Ces dislocations houillères sont manifestées, sur les coupes mêmes données par M. Fayol pour le bassin de Commentry, par quelques pendages beaucoup plus verticaux que ne le comporte la sédimentation. C'est ainsi qu'au puits du Manège (fig. 12), la couche est, en un point, presque verticale comme si elle

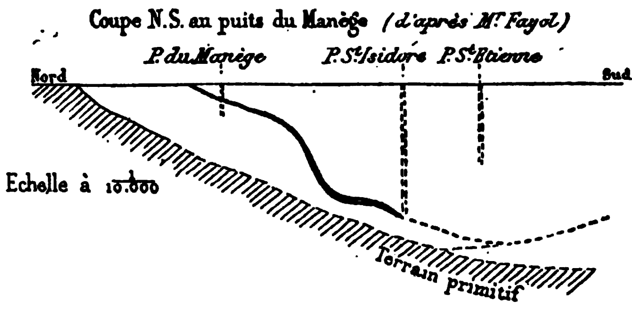


Fig. 12.

avait été redressée par une compression venant de l'Ouest. De même, les coupes de la région des Biolles[1], que nous reproduisons (fig. 13 et 14), — surtout si l'on

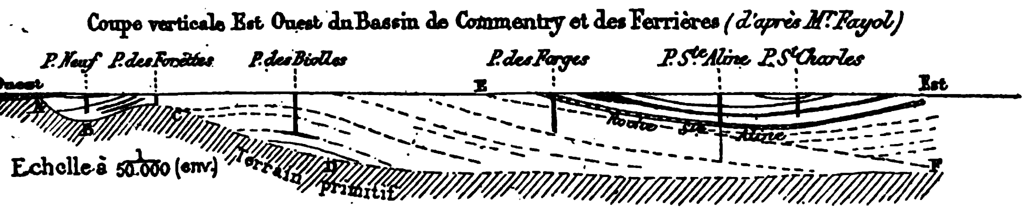


Fig. 13.

[1] Pl. II, coupes 2 et 9.

remarque que ni le puits des Biolles ni le puits des Forges ne donnent de notions réelles sur le fond du bassin, — laissent supposer deux failles en échelon, l'une sur le bord du bassin, AB, qu'on pourrait considérer comme un dernier

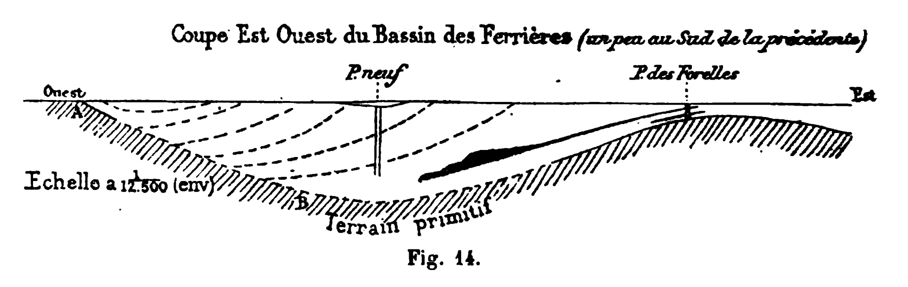


Fig. 14.

écho des accidents du Sancerrois, l'autre entre les Forettes et les Biolles, CD. Enfin, si l'on suit la ligne du chemin du chemin de fer minier de Commentry, entre la route de Néris à Chamblet et Montluçon, on constate, sur une voie parfaitement horizontale, d'abord la cessation brusque du houiller coupé à peu près verticalement sur la hauteur de la tranchée, puis sa réapparition pendant une centaine de mètres vers Landier et, au-dessus, à diverses reprises, la présence d'arkoses permiennes aux Forettes, aux Boulades et à hauteur de Landier[1].

Ces divers accidents N. E.-S. O, qui ont contribué à produire les contacts actuels du granite et du gneiss, ont été, d'ailleurs, déplacés par d'autres N. O.-S. E., marqués par un très grand nombre de filons de la région, filons sans doute triasiques, en correspondance probable avec l'ouverture de la source thermale de Néris. Puis des mouvements analogues, mais moins importants, se sont reproduits sur les mêmes points et dans le même sens jusque pendant l'époque tertiaire.

6. PERMIEN

Nous avons déjà eu l'occasion de faire remarquer ailleurs que, le long de la bordure Nord du Plateau central, les terrains allaient en s'atrophiant et s'amincissant de l'Est à l'Ouest. Conformément à cette loi, le terrain permien, si important dans l'Allier sur la feuille de Moulins, se réduit à peu de chose dans l'Est de la feuille de Montluçon et disparaît même absolument sur la rive gauche du Cher avec le houiller auquel sa partie inférieure tout au moins est intimement liée.

Ce terrain permien se composait, dans l'Est de l'Allier, de deux groupes bien distincts et discordants : le groupe inférieur des schistes bitumineux et des grès de Bourbon, continuation naturelle du houiller dans des estuaires qui achèvent alors de se combler; le groupe supérieur de l'arkose de Cosne, produit d'une sédimentation troublée par des actions chimiques, beaucoup plus étendu, ayant

[1] Le plan EF correspond jusqu'à un certain point à un phénomène du même ordre.

débordé de tous côtés sur le terrain primitif et subsistant à l'état de lambeaux horizontaux démantelés sur les plateaux[1].

De ces deux groupes, le premier n'est nulle part représenté d'une manière certaine dans la région qui nous occupe et nous aurons seulement à mentionner à son propos certains terrains douteux des environs de Maulne et de Vitray ; le second, au contraire, donnera lieu à quelques observations.

Aux environs de Maulne, les terrains douteux dont nous parlons et que leur mélange intime avec des bancs à faciès triasiques nous a décidé à classer dans le trias ($t^{\text{II-IV}}$) se trouvent, soit au Nord du côté des Dives, soit à l'est vers Vitray.

Lorsqu'on monte de Maulne aux Dives par la route nationale, on trouve, après le houiller qui vient à Maulne et dont le pendage Nord très accentué suffit à expliquer la disparition, du grès arkose aux couleurs bariolées caractéristiques du trias ; puis, en s'élevant, des grès fins et rouillés très différents. Un peu plus haut, à l'Est des Dives, réapparaît le trias à gros galets.

Si, en ce point, on quitte la route à l'Est pour descendre vers le moulin du Mas, on voit, après ce trias, des grès jaunâtres ou blancs à grain fin (plus fin que le houiller et comparable au permien), plus compacts, moins bariolés que le trias ordinaire et, au-dessous, près du moulin même, de nouveau, des arrachements de grès bariolés roses et blancs nettement triasiques.

Si, au contraire, on tourne à l'Ouest vers les Dives en descendant au Cher, on rencontre une carrière aux bancs bien réglés nettement stratifiés plongeant vers le Nord dont la coupe est la suivante :

Grès brun rose	1m
Argile brunâtre	0,25
Grès veiné de brun	0,50
Lits verdâtres à parties brunes	0,30
Grès brun-rouge clair	0,30
Argile sableuse blanche	1,30

Des bancs analogues affleurent plus au Nord sur le penchant du même coteau dominant le Cher. A l'Est, vers les Brosses, on exploite dans plusieurs carrières le sidérolithique à noyaux rouges (pouvant par endroits prêter à confusion avec l'arkose de Cosne telle qu'elle existe à Montvicq) et reposant sur des grès bariolés de rouge et de jaune, à grains de quartz, rapportés au trias.

Toute cette région de Maulne et de Vitray à l'Est du Cher, présente d'ailleurs de ces grès fins intercalés au milieu de bancs argileux bariolés du trias.

Ainsi, lorsqu'à partir de Maulne, on remonte le ruisseau vers Vitray, on recoupe vers les Risats des grès d'âge douteux : à la base un banc jaune à grain fin, au-dessus un banc blanc sableux avec parties verdâtres et lits argileux rouge foncé, comme les grès de Bourbon (permien inférieur) en renferment souvent. Mais, tout à côté, sur la rive droite du ruisseau, au-dessous des Brosses,

[1] La discordance qui existe entre eux est à rapprocher de celle qu'on connaît entre les schistes et le grès rouge dans l'Autunois.

on voit, au milieu de terrains analogues, des aspects qui ne nous sont connus que dans le trias :

> grès blanc jaunâtre ;
> grès rouge violacé, 1m ;
> grès jaunâtre, 0,20 ;
> banc lie de vin foncé, 0,10 ;
> grès jaune.

En outre, quelques mètres après les premiers grès, sur la rive gauche, après les Risats, le trias typique apparaît sous forme d'une masse sableuse à stratification confuse sans cassures à angle vif, à l'état d'arkose blanc jaunâtre avec taches lie de vin et fragments de quartz anguleux. Au-dessus de ces affleurements, le coteau des Godignons est couvert de fragments de grès compact et fin, à surface extérieure brune gardant quelquefois de petits quartz en saillie sur la pâte, à cassure rosée, bancs analogues à ceux du permien ; puis, aux Godignons même, le trias reprend avec ses bariolages et ses quartz anguleux caractéristiques. Vers les Dagonnets, à Prugnardon, etc., la même alternance est constante et nous semble confirmer, malgré le faciès inaccoutumé des grès fins, leur âge triasique.

Quant à l'*arkose de Cosne*, c'est, comme nous l'avons dit, un terrain identique d'aspect avec le sidérolitique et que son démantèlement analogue en lambeaux isolés discordants sur des roches diverses permet difficilement d'en distinguer en pratique [1]. Dans la vallée du Cher, la question se posait à nous d'une façon particulièrement délicate, car nous avions presque continuité entre la zone sidérolithique et la zone permienne. Aussi nous avons cru nécessaire de reprendre à fond la discussion relative à ces deux terrains [2].

Le premier point à établir d'une façon précise, c'est l'existence de points extrêmes d'âge incontestables et pouvant servir de termes de comparaison.

Or, d'une part, nous avons dans le Nord de la feuille de Montluçon, des types de ce terrain reposant sur le trias (aux Brosses près Maulne) et contenant des chailles jurassiques (à Villevendret près Nassigny) ; — et ces dépôts qui se relient au Nord avec ceux nettement tertiaires du Berry [3], se prolongent vers le Sud, sur la rive gauche du Cher par des couches en relation tout à fait intime avec le calcaire tertiaire du Berry ; — d'autre part, nous connaissons maintenant sur la feuille de Moulins trois points où un terrain analogue renferme des plantes permo-houillères et ce terrain semble, dans cette région, suivre jusqu'à un certain point les anciennes dépressions houillères [4]. Nous allons insister tout d'abord sur ces faits.

1° Le sidérolithique bien déterminé, sur la description générale duquel nous

[1] Son épaisseur est également la même, au maximum 50 à 60 mètres.

[2] Cette discussion un peu longue ne paraîtra pas oiseuse à ceux qui auront vu sur place les deux terrains, et qui, en raison de la discordance de l'arkose de Cosne sur les autres terrains permiens et de son aspect spécial, auront été tentés, comme nous l'avons été souvent, de la considérer également comme tertiaire.

[3] Etudiés par M. de Grossouvre et contenant des minières de fer.

[4] La relation avec le houiller est surtout caractérisée le long de la traînée houillère de Montmarault-Saint-Eloy.

reviendrons plus tard, peut s'observer dans le ruisseau de *Villevendret* au Nord de Nassigny.

Lorsqu'on descend de Champvallée vers ce ruisseau, on trouve d'abord une roche argileuse rouge très riche en galets de quartz; au-dessous, une brèche de fragments de quartz et de micaschiste agglutinés par un ciment rouge; puis un micaschiste rubéfié et pénétré de veines sidérolithiques, et enfin, dans le fond du vallon, le micaschiste proprement dit. Il est visible qu'on a affaire là à une formation sédimentaire où les actions chimiques ont joué un rôle notable et qui s'est constituée sur place.

En remontant le ruisseau vers l'Ouest, on reste ensuite dans le micaschiste jusqu'à Villevendret, tandis qu'à quelques mètres plus haut on voit, sur les deux flancs de la vallée, les couches rouges du sidérolithique.

Enfin, à Villevendret, le sidérolithique bien caractérisé arrive dans le fond du vallon, soit qu'il ait été rabaissé par une faille, soit qu'il se soit déposé dès l'origine dans une dépression du bassin de micaschiste et bute à l'Est par un plan à peu près vertical contre le micaschiste.

Ce sidérolithique présente là l'aspect d'un porphyre pétrosiliceux rouge avec fragments de quartz, débris de micaschiste [1] et concentrations calcédonieuses. On y remarque de véritables chapelets horizontaux de grosses chailles jurassiques ayant souvent plus de 10 centimètres : ce qui prouve bien manifestement qu'il faut distinguer ce dépôt de ceux analogues que nous trouverons bientôt dans le permien et le rapprocher des terrains tertiaires du Berry [2].

De même, dans tout le bassin d'Audes, la Chapelaude et Domérat, il y a association intime entre ces arkoses et le calcaire du Berry. Les tranchées de la ligne du chemin de fer de Montluçon à la Châtre sont très instructives à ce point de vue. Elles montrent en outre, près de la Chapelaude, l'existence dans le sidérolithique de certaines argiles verdâtres diaprées et roses que nous ne connaissons pas dans l'arkose de Cosne [3].

2° Il existe par contre trois points où l'âge permien des arkoses bigarrées est prouvé par la présence de plantes permo-houillères. Ces points sont situés, l'un à Montvicq. les deux autres à la Mouillère, au S.-O. de Buxière.

Le premier a déjà été décrit sommairement par M. Fayol [4]; nous insisterons un peu plus en nous servant à la fois de coupes qu'il a bien voulu nous communiquer et de nos propres observations.

Les plantes permo-houillères bien caractérisées ont été trouvées à Montvicq à deux niveaux, d'une part dans un petit banc d'argilolithe situé au contact immédiat du houiller et presque concordant avec lui, d'autre part au milieu de poudingues supérieurs (fig. 15). Dans le premier cas, on aurait pu supposer qu'il s'agissait d'une esquille de terrain houiller déplacée et jusqu'à un certain

[1] Qui prouvent par leur conservation et leurs angles vifs qu'il y a eu très peu de transport.

[2] Nous remarquerons d'ailleurs que, plus au Nord, le même terrain repose sur le trias.

[3] La teinte verte en particulier n'existe pas dans cette arkose permienne.

[4] Et par nous même dans notre étude sur le permien de l'Allier (*Bull. Soc. Géol.* t. XVI).

point remaniée; la continuité de ce banc qu'on peut suivre sur plus de 100 mètres de long, son allure même sont des preuves du contraire, et surtout l'existence de fossiles dans les poudingues au-dessus est, elle, à l'abri d'un pareil argument.

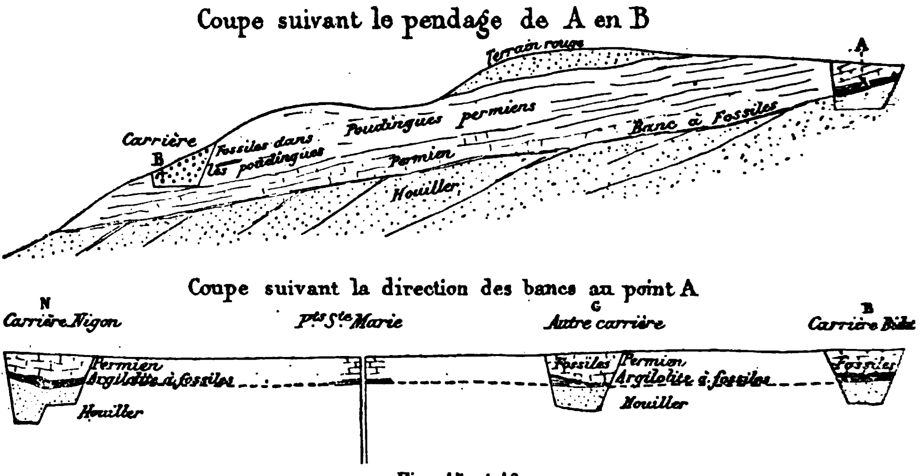


Fig. 15 et 16.

Pour prévoir toutes les objections, nous nous sommes demandé s'il n'y aurait pas à Montvicq, dans les bancs bariolés superposés au houiller, deux terrains différents, dont l'un, inférieur, serait permien, dont l'autre, formé de grès rouges spéciaux, très habituels dans le sidérolithique, serait tertiaire; mais. outre que, sur ce point, nous sommes arrivé à la conviction qu'il y avait passage intime de l'un à l'autre, on peut encore, en mainte autre région (par exemple sur la nouvelle ligne de Sancoins-la-Peyrouse qui donne, de Theneuille à Vieure, d'excellentes coupes de cette arkose), voir l'intercalation constante de semblables bancs rouges au milieu de bancs comparables aux bancs à fossiles de Montvicq.

L'âge permien du terrain de *Montvicq* étant ainsi établi, il importe de se familiariser avec ses aspects extrêmement variables.

On trouve là certains bancs très gréseux, jaunes ou d'un rose violacé uniforme, composés de grains de quartz anguleux et polyédriques réunis par un ciment siliceux qui laisse des vides et donne un aspect rugueux de meulière[1]. Ailleurs, plus de vides, mais une roche dure et compacte, à l'aspect vitrifié, à la cassure conchoïdale, que l'on pourrait prendre au premier abord pour un tuf de porphyre pétrosiliceux. Alors cette roche est formée d'un ciment calcédonieux blanc, jaune, rose ou rouge, entourant des grains de quartz blanc hyalin, anguleux, et quelques fragments de feldspath plus nacrés et à moitié

[1] Nous retrouverons ce faciès à la Mouillère.

kaolinisés ; on y trouve des nids et veinules de calcédoine blanche, rose ou jaune [1].

Parfois encore, on a un véritable poudingue contenant de très gros fragments de quartz, de micaschiste, de gneiss, de granite [2] et, ce qui est à noter, de la roche elle-même, fragments atteignant 10 centimètres de côté, juxtaposés en désordre et réunis par une pâte blanche ou jaunâtre, contenant de petits grains de quartz anguleux. Le caractère saillant de ces galets est qu'ils ont très souvent, surtout ceux de quartz, des angles absolument vifs, comme s'ils avaient été enveloppés sur place par une boue siliceuse en eau tranquille. On peut remarquer aussi que certains blocs de quartz sont composés de deux fragments disjoints, séparés par quelques millimètres de pâte. Quant aux galets de la roche même, ils sont silicifiés et l'ont été avant d'être pris dans le poudingue : ce qui prouve que la silicification est tout à fait contemporaine du dépôt.

Enfin un dernier faciès très caractéristique, c'est celui d'une roche absolument rouge avec cailloux de quartz blanc comme le sidérolithique de Villevendret ou d'une roche à teinte claire avec noyaux rouges tendant à s'isoler comme des galets par décomposition et petits grains de quartz arrondis.

La seule distinction générale qui semble s'imposer entre cette arkose et le sidérolithique, c'est qu'elle est beaucoup moins argileuse.

Quant à la relation du permien de Doyet avec celui de Montvicq, elle est établie par la coupe ci-jointe (fig. 17).

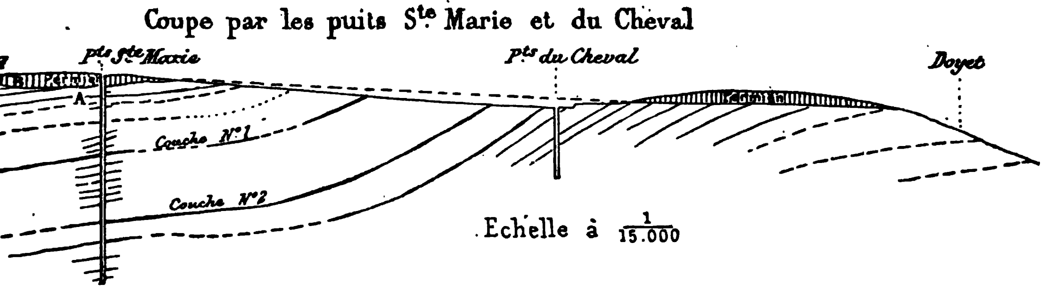


Fig. 17.

Les autres points fossilifères se trouvent au S.-O. de Buxière, à l'Ouest du Châtelet, près de la *Mouillère.*

Le premier, déjà signalé sur la feuille de Moulins, est sur le chemin qui descend du point 318 au D de Ditière, à 200 mètres de la route. Les fossiles sont dans des plaquettes micacées jaunes et rouges dont on ne peut voir exactement les conditions de gisement ; mais, à 150 mètres de là, on constate au même niveau des grès bariolés analogues à ceux de Montvicq.

[1] L'aspect d'un porphyre pétrosiliceux blanc est celui de Magnier.

[2] M. Fayol, qui a étudié ces galets, a remarqué que leur nature était toujours en relation avec celle du fond (micaschiste et granulite à Magnier, etc.).

Le second, que nous avons reconnu dans une visite récente, se trouve aux carrières abandonnées de la Mouillère. Là on a un ensemble de terrains identiques à ceux de Montvicq, y compris des arkoses à nodules rouges, des roches blanches du type pétrosiliceux, des grès grossiers bariolés de jaune et de rose, et les plantes assez fréquentes se trouvent en particulier dans les roches des deux derniers types.

En résumé, nous arrivons à cette conclusion qu'il existe bien, au voisinage de la vallée du Cher, deux terrains presque identiques : l'un tertiaire, qui occupe toute la rive gauche du Cher, l'autre, permien, représenté d'une façon incontestable à Montvicq et Doyet. Pour classer les lambeaux intermédiaires si nombreux sur la rive droite du Cher, nous nous sommes guidé, non sans hésitation, sur certaines considérations de continuité, de faciès minéralogique et de stratigraphie. Les raisons de ce dernier ordre se trouvent cependant rendues très aléatoires par la présence constatée au Bouchat (N. E. de Chambler) et à l'extrémité de la galerie d'écoulement de Commentry[1], c'est-à-dire à l'altitude même et au contact des dépôts permiens, d'affleurements calcaires, présentant tous les caractères du tertiaire de la région (concrétions, veines d'argile vertes, silex). Au Bouchat en particulier, ce calcaire repose sur une arkose dont nous avons dû admettre l'âge permien en raison de sa continuité manifeste avec celle des Thés, de Chamblet et de Magnette. Il est possible que tertiaire et permien aient été là conservés en même temps par un phénomène mécanique en relation avec ceux du Sancerrois[2].

Au Sud de Montluçon, en face Nerde, un autre point discutable se trouve sur le bord de la route nationale, à la *carrière St-Jean.*

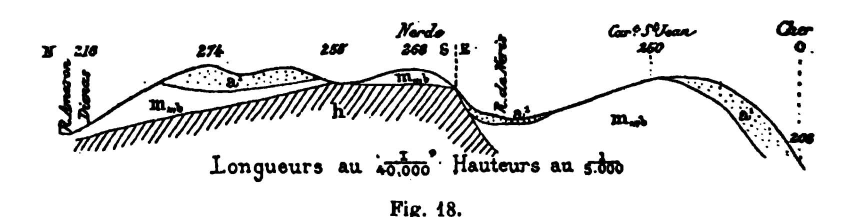


Fig. 18.

L'allure générale de la région est donnée par la coupe ci-jointe (fig. 18)

[1] Point signalé jadis par Boulanger, et où l'on voit encore aujourd'hui des débris calcaires.

[2] Les altitudes peuvent malaisément trancher la question. En effet, le permien est à 388 à Montvicq, à 396 plus à l'Est ; le long de la traînée houillère de Montmarault, il a été porté à 487 mètres par un dernier mouvement de la faille, tandis qu'à l'Ouest il atteint au maximum 400 mètres. Plus au Nord, il s'abaisse progressivement à 300 mètres entre Doyet et Bizeneuille, 220 mètres à Cosne, etc..., ce qui prouve que la dépression de Cosne, déjà formée avant le houiller, a continué à s'accentuer ensuite. Du côté de Bizeneuille, Louroux et Hérisson, il oscille entre 270 et 290, etc.

Dans le sidérolithique, à l'Ouest du Cher, on retrouve des oscillations comparables, puisqu'on passe de la cote 190 vers Vallon à plus de 400 près de Soumans. Nous reviendrons d'ailleurs sur ces faits.

(Nord-Sud de l'Amaron au ruisseau de Néris, puis Est-Ouest). Dans la carrière même, on a la figure 19 : à la surface des alluvions; puis 3 m. 50 à 4 m. d'ar-

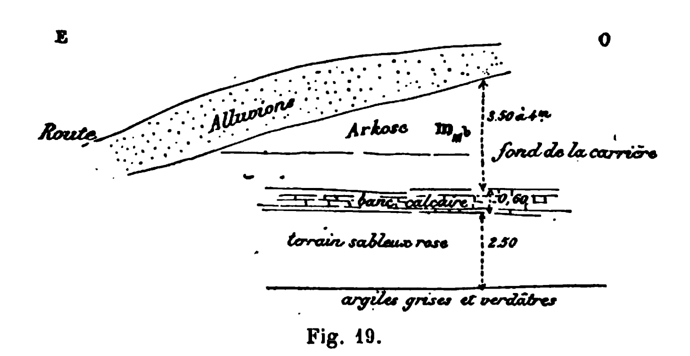


Fig. 19.

kose très argileuse à teintes vertes et violacées exploitée pour une tuilerie. La carrière s'arrête en profondeur à un banc d'arkose mélangé de calcaire, tantôt blanc carrié, tantôt diapré de rouge vif. Un sondage fait au-dessous par M. Dupin a rencontré d'abord, sur 2 m. 30 à 2 m. 80 de haut, un terrain très sableux d'un rose passé, rappelant un peu le trias ($t^{\text{III-IV}}$), mais contenant des amas rouge orangé vif avec noyaux jaunes verdâtres qui n'existent pas dans le trias. Plus bas, on entre dans une nappe d'argiles grises ou verdâtres, avec teintes roses dont on peut voir de bons représentants à la surface en divers points du lit du Cher, particulièrement à la fonderie de Montluçon. En profondeur, on trouverait le houiller qui affleure tout auprès à Nerde. Nous avons été un moment tenté de voir dans le banc sableux rose un représentant très aminci du trias et de distinguer par ce moyen les argiles du dessous, supposées alors permiennes, de celles tertiaires, du dessus. Après examen, nous croyons plutôt que tout cet ensemble forme un seul groupe sidérolithique.

7. TRIAS ET RHÉTIEN

Le trias se divise, sur la feuille de Montluçon comme sur celles de St-Pierre et d'Issoudun, en deux parties : des grès argileux bario-lés ($t^{\text{III-IV}}$) à la base et des masses bariolées avec argilites rougeâtres (t) au-dessus ; mais le niveau supérieur t est partout extrêmement réduit et, dans l'Ouest, se confond avec le rhétien pour disparaître un peu plus loin en même temps que lui sur la feuille d'Aiguirande.

1° *Les grès argiléux bariolés de Tronçais* présentent une certaine analogie avec les terrains permiens et sidérolithiques ; ils se distinguent pourtant aisément du permien inférieur par leur grain plus grossier, leurs couleurs plus inégales, l'épaisseur des masses sans stratification ; de l'arkose de Corne et du sidérolithique par la différence des couleurs (généralement blanches et rosées dans le trias, tandis qu'elles sont rouge vif et jaunes dans ceux-ci), et par la structure

qui n'offre pas la tendance au groupement oolithique caractéristique de l'arkose de Cosne comme du sidérolithique.

Les tranchées de la ligne de Montluçon à Châteauroux, entre Culan et la Châtre donnent d'excellentes coupes du trias.

Souvent, ces masses argilosableuses, qui constituent le niveau de Tronçais, se chargent de gros galets et peuvent alors prêter à confusion avec le sidérolithique. Nous indiquerons les principaux points où se rencontrent ces arkoses à galets :

A l'Est du Cher, on peut citer en premier lieu, à l'Ouest du Signal de Maulne, les rochers escarpés qui dominent les escarpements de la rive droite du Cher. Ces rochers sont formés d'un grès dur et ferrugineux à énormes blocs de quartz au-dessous duquel commencent de hautes pentes d'arkose bariolée sableuse. Les blocs, généralement anguleux, résistant mieux à l'érosion que le ciment, pourtant siliceux, qui les relie, forment une couche superficielle de cailloux de quartz ; à l'Est, les bancs de grès à peu près horizontaux (très légèrement inclinés vers l'Ouest), viennent buter par faille contre des grès blancs plus ou moins fins, exploités pour pavés et contenant quelques plantes qui permettent, aussi bien que leur discordance avec le trias, de les rapporter au houiller, bien net plus bas vers l'Aumance.

Des arkoses à galets du même genre se trouvent un peu plus au Nord, à la sortie du village de Gatignat où on les exploite pour l'empierrement. Elles reposent là directement sur le houiller. A l'Est des Seignes, un grès dur à gros galets, très fortement silicifié, forme un rocher saillant.

Enfin, un peu à l'Est, vers Bouchats, les Places et les Landets, on a encore affaire à des cailloux anguleux du même genre mais qui là, reposant directement sur le micaschiste, sont mêlés à des débris de micaschiste et soudés par de la silice au soubassement. Il est évident que de semblables brèches n'ont pu se produire que rapidement, sur place, dans des eaux tranquilles et peu profondes, chargées en outre d'une proportion très forte de silice.

Dans d'autres régions, nous rencontrons des phénomènes comparables.

C'est ainsi que les tranchées de Culan à Châteaumeillant montrent, lorsqu'on est sorti des sables à galets pliocènes avant Fosseronde, un contact du trias avec le micaschiste sous-jacent. L'askose est blanche et jaune avec des galets de quartz ; elle passe progressivement au micaschiste par l'intermédiaire de brèches de micaschiste et de roches profondément altérées par les actions chimiques[1].

En poursuivant vers Châteaumeillant, on trouve, au milieu d'une tranchée profonde d'argile bariolée pauvre en galets, des grès fins silicifiés qui, en certains points, sont formés presque exclusivement de fragments de quartz anguleux juxtaposés[2].

[1] Nous rapprocherons ces actions chimiques de celles que nous avons mentionnées à propos du sidérolithique de Villevendret ; sur la feuille de Gannat, nous aurons à en décrire d'identiques au voisinage de Montaigut au domaine de Bernet, près de Chateldon.

[2] On dirait que ces fragments ont été surpris par la silicification avant d'avoir été réduits en sable.

Au Nord de Saint-Maur, la carrière des Bontemps présente, comme celle de Gatignat, des grès blancs un peu rosés ou jaunes à gros quartz anguleux.

Mais la région où le trias est le plus riche en galets, c'est, au Sud de la Châtre, celle de Saint-Martin-de-Pouligny, Briantes, Vaudouan, etc.

A Vaudouan, par exemple, on exploite un grès poudingue à pâte blanche siliceuse avec quartz anguleux dépassant 20 centimètres, grès dont l'aspect rappelle le sidérolithique. Tout le plateau voisin montre de même d'énormes blocs d'un nougat à galets de quartz; mais les mêmes bancs présentent, au voisinage, des parties gréseuses de faciès bien triasique.

Comme autres particularités du trias inférieur, nous noterons les silex et calcaires qu'il renferme accidentellement.

Les silex calédonieux et quartz carriés que nous avons déjà eu à mentionner sur la feuille de Saint-Pierre, sont assez fréquents sur celle de Montluçon. En partant de l'Est près de Vitray, il existe deux affleurements de silex bruns résinites, l'un à l'Est près des Grandes-Loges, l'autre à 500 m. au Nord-Ouest de Vitray; près de Saulzais-le-Potier, on a dans les mêmes conditions un gisement d'opale avec rognons de fer que M. de Grossouvre nous a signalé. Enfin c'est surtout aux environs de la Châtre que ces quartz carriés prennent tout leur développement[1].

Là ils constituent des bancs continus dont on suit les affleurements sur de grandes distances, bancs de quartz caverneux à géodes cristallisées qu'on voit parfois passer à un grès arkose (comme à l'Etang de Rongère sur la route de la Châtre à Sainte-Sévère et à l'Est de Vauvet), où à un grès poudinguiforme comme du côté de Narcy ou de Fougerolles. Le quartz, exploité souvent pour empierrement, présente d'ordinaire un aspect bréchoide qui prouve à quels phénomènes de dislocation il a été soumis pendant sa formation même.

Les minéraux y sont fréquents : nous signalerons la fluorine, la barytine, la galène (à la Rochaille), la pyrolusite (à Saint-Christophe), etc. Leur présence, aussi bien que la localisation de ces quartz autour de certains points spéciaux, pourrait faire supposer l'intervention d'actions hydrothermales. Nous avons d'ailleurs insisté plus haut sur les phénomènes de silification intense dont ce trias présente de nombreux exemples.

Parfois ces quartz carriés reposent presque directement sur le micaschiste : sur la route de la Châtre à Magny, rive droite de la Couarde, on a, au-dessus du micaschiste, 3 mètres de grès un peu micacés, et d'autres avec des cailloux roulés, puis 10 mètres d'arkose silicifiée, et au-dessus, le quartz appelé dans le pays meulière. Ailleurs, comme à Beaumont, ils dominent un plateau d'arkoses rougeâtres, au-dessous desquelles apparaît le gneiss.

Comme exemples (beaucoup plus rares) de calcaire dolmitique, nous connaissons le gué du Vauvet, près la Châtre. Ce calcaire que nous a indiqué M. Duguet, contient d'après lui, 75 0/0 de carbonate de chaux, 15 de carbonate de magnésie, 5 à 10 0/0 d'alumine et de silice et des traces de cuivre.

[1] Ils ont été étudiés par M. Duguet, ancien capitaine d'artillerie. On peut les rapprocher de ceux de Corbigny, etc., dans le Morvan.

Entre Maulne et Vitray, nous avons trouvé un affleurement semblable à 300 mètres à l'Est du village des Brosses.

En outre, nous rappelerons que M. de Grossouvre en a noté un plus au Nord, sur la feuille d'Issoudun, aux Raisats, près d'Urcay.

2° Les *marnes bariolés du trias* et le *rhétien* qu'il est difficile d'en distinguer dans la région de la Châtre, se réduisent là à quelques mètres d'argiles rouges et vertes avec grès micacés et rares intercalations dolmitiques[1]. Parfois même ce niveau disparaît complètement et l'on passe directement des grès t^{III-IV} à l'infralias calcaire.

Quelques coupes N.-S. assez rapprochés, prises en se dirigeant de l'Est vers l'Ouest, permettront de préciser et montreront combien les phénomènes varient d'un point à l'autre.

La première que nous ayons à mentionner est donnée, au N.-E. de Châteaumeillant, près des *Bois-du-Pérou*, par la tranchée en construction de la nouvelle ligne de Châteaumeillant à la Guerche.

Si l'on suit cette tranchée du Sud au Nord, on trouve d'abord vers l'Avernier et jusqu'à la traversée du ruisseau, du calcaire infraliasique (l^1). Après le ruisseau, l'hettangien est encore représenté par quelques argiles vertes et jaunes coupées très brusquement par un terrain d'argile jaune que nous avons rattaché au sidérolithique. Au bout de la tranchée, des marnes vertes et violacées représentent le trias supérieur; puis reparaît la même argile jaune sidérolithique et l'on entre (après le creux 230) dans les arkoses bariolées du trias inférieur t^{III-IV}.

Plus à l'Ouest, au Sud-Ouest de Saint-Janvrin, le plateau 258 est formé de calcaire gris infraliasique recouvert d'assez nombreuses chailles jaunes et rouges. Si l'on descend de ce plateau vers le Sud à Penteloup, on traverse à peine quelques mètres d'argiles rouges à plaquettes gréseuses, pouvant représenter le trias supérieur et l'on arrive aussitôt aux arkoses t^{III-IV} qui, à l'Est de ce plateau, sont exploitées dans une tuilerie.

Encore plus à l'Ouest, à Beddes, on a le calcaire à gryphée, puis, à Charausse, du calcaire infraliasique bien horizontal, qui dure à Septfonds. Au-dessous de Septfonds, vers l'Est, il existe tout au plus un mètre d'argile rouge représentant le trias supérieur t et l'on entre dans le trias inférieur t^{III-IV}. De même, à l'Ouest du mamelon 261, on ne voit aucune interposition entre les grès t^{III-IV} et l'hettangien qui peuvent, il est vrai, être séparés par une petite faille.

A l'Ouest de Néret, vers le Grand-Thary, plusieurs chemins partant du ruisseau pour monter au bois d'Igneray, nous donnent des coupes parallèles et un peu différentes.

Celui qui part du Petit-Thary donne, au bas de la montée, du grès arkose t^{III-IV}, puis 3 à 4 mètres composés d'argiles et de marnes, ayant à la base des couleurs variant d'un rouge très vif au vert, passant plus haut au jaune, à l'ocre

[1] A la partie supérieure du trias, une assise argileuse imperméable donne une nappe aquifère importante (Fontpisse, au nord de la Châtre).

rouge et au vert pâle. Au-dessus arrive immédiatement le calcaire l[1] avec des argiles vertes.

Un second chemin, 300 mètres plus à l'Ouest, donne à la base : 1 m. de grès arkose gris brun à grain assez fin, puis 2 m. de grès gris formés de petits cailloux anguleux, atteignant 1 ou 2 centimètres, irrégulièrement répartis dans un sable plus fin. Au-dessus viennent 2 m. d'un sablon arkosique blanc-verdâtre à grain fin, recouvert par 2 m. d'argiles rouges qui, avec ce sablon, représenteraient le trias supérieur et le rhétien. Plus haut enfin, on entre dans des argiles verdâtres et plaquettes calcaires à *ostrea irregularis* de l'hettangien.

La route nationale de Champillet à la Châtre montre seulement, au bas de la montée, vers le point 261, des grès arkoses blancs teintés de rouge, affleurant dans une vieille carrière et quelques mètres plus haut, le calcaire (l[1]).

Tout à côté, une meilleure coupe est celle de *Montlevic*. Là, deux chemins descendent de Montlevic vers le Sud, un ancien chemin encaissé et une nouvelle route sinueuse.

Dans le chemin encaissé, on voit, en haut, un calcaire infraliasique, avec intercalation d'argile verte, assez fortement incliné vers le Nord (à environ 5°), puis des argiles rouges et vertes du trias.

La route nouvelle montre, de haut en bas :

Calcaire gris *l*[1].	
Marnes vertes violacées à la base	1^m80
Banc dolomitique jaunâtre, mêlé de marnes	0,35
Marnes vertes et violacées	1,50
Dolomie jaunâtre en banc bien formé	0,25
Marne vert d'arsenic	0,25
Niveau d'un rouge vif irrégulièrement limité avec le précédent	0,25 à 0,30
Niveau dolomitique jaune d'or très irrégulier	0,20
Marnes vertes et rouges	2 »
Banc dolomitique brun rougeâtre à sidérose	0,60
Bancs marnogréseux de plus en plus gréseux à la base	1,50
Arkoses bariolés du trias inférieur t^{II-IV}	

C'est le seul point de cette région où nous ayons trouvé ce niveau aussi développé et avec ce faciès.

Enfin à l'Ouest, la descente *des Lacs sur la Châtre* montre seulement le calcaire hettangien limité par une faille à l'Ouest, puis de l'argile rouge du trias et, au-dessous, le niveau de meulière (t^{III-IV}) ; la rive gauche de l'Indre, au N.-O. de la Châtre, présente quelques argiles rouges et vertes, recouvertes par un peu d'alluvions et, au-dessus, un calcaire jaunâtre hettangien ; la colline du *Terrier Mouron* (248) offre en haut l'infralias calcaire, au-dessous 3 ou 4 mètres d'argile rouge et verte avec grès blancs, qu'on retrouve du côté de Vauvet ; puis l'arkose.

8. HETTANGIEN

L'hettangien affleure autour de la Châtre suivant une bande continue à la

base des collines de Montlevic et Beddes. Son épaisseur, qui est de 20 à 30 mètres plus au Nord sur la feuille d'Issoudun, ne dépasse guère ici 10 à 15.

Il se compose de bancs calcaires avec un lit marneux à *ostrea irregularis*.

On y trouve des couches à *Mytilus minimus* au Terrier Mouron, au Terrier de Vauvet, etc.; entre Montlevic et le ruisseau du Pont-des-Champs, sur le chemin des Lacs, il contient également quelques pholadomies et des bivalves.

9. FILONS DE QUARTZ

Avant de passer à l'étude des terrains tertiaires, nous voudrions seulement dire un mot des nombreux filons de quartz de la feuille de Montluçon, qui, par leurs directions de fracture, indiquent le sens des plissements triasiques et post-triasiques.

Auprès de Montluçon, quelques-uns de ces filons en petit nombre, aux Iles, (à l'Ouest du Cher), au Roc-de-Pyraume (à l'Est), sont dirigés à 45°E ; mais la très grande majorité des autres que l'on peut suivre depuis Néris jusqu'à Chatelus sont perpendiculaires aux premiers, c'est-à-dire à 135°E. Cela correspond à ce qu'on sait en général sur la connexion constante de deux directions de cassure orthogonales. Antérieurement déjà, les filons de microgranulite s'étaient ouverts suivant deux directions identiques.

La grande longueur, l'épaisseur et le nombre de ces filons de quartz prouvent d'ailleurs qu'on a affaire à un phénomène notable qui paraît avoir consisté dans une compression Est-Ouest, à peu près perpendiculaire à la vallée du Cher et qui aura amené dans le massif compact de granite, gneiss et granulite, le déplacement relatif de voussoirs découpés suivant ces filons en dents de scie, avec un effort particulièrement énergique au Sud de Montluçon.

En ce qui concerne leur composition minéralogique, on peut distinguer deux catégories de filons, les uns à quartz blanc ou rosé opaque, les autres à quartz cristallin avec fluorine, barytine et galène.

Les premiers sont de beaucoup les plus importants et fournissent pour la plupart des matériaux d'empierrement. Ils comprennent le quartz particulièrement blanc du Roc-de-Pyraume; celui du Peu-de-Saulx ; celui des Iles, grisâtre, moins cassant, moins friable, contenant un peu de fluorine et recoupant les microgranulites ; ceux de Saint-Martinien, de Monceaux, de Péréguines et, à l'Ouest, de toute la région de Lavaudfranche à Chatelus.

Les seconds sont au contraire des veines minces surtout développées près de Néris.

Nous rappellerons à ce propos qu'il existe dans la région des quartz plus anciens : du quartz à antimoine un peu au Sud, sur les feuilles d'Aubusson et Gannat, à Marcillat, Nades, etc...; du quartz à cassitérite à Montebras.

10. TERTIAIRE

Le tertiaire de la vallée du Cher (voir la carte, pl. V) commence par une

formation très caractéristique et immédiatement reconnaissable que nous avons eu déjà l'occasion de décrire plus haut, l'arkose sidérolithique, à laquelle succèdent des marnes et calcaires lacustres du Berry avec bancs de silex intercalés, calcaires qui, d'après des fossiles trouvés plus au Nord, doivent être rattachés au calcaire de Brie oligocène. Suivant une remarque de M. de Grossouvre, le sidérolithique est si intimement lié à cet étage calcaire auquel il passe progressivement qu'on doit, lui aussi, le classer dans l'oligocène. La plupart des autres terrains tertiaires du centre de la France, soit inférieurs, soit supérieurs (argile à silex, calcaire de Beauce, sables de la Sologne et de l'Orléanais) font défaut dans cette région ; pour rencontrer le calcaire de Beauce, il faut traverser la chaîne granitique du Montet et arriver dans le bassin, nettement distinct, de la Limagne ; près de Montluçon, on saute alors directement du calcaire de Brie à des sables à galets, prolongation de ceux de la Sologne bourbonnaise et rattachés comme eux aux graviers de Chagny, c'est-à-dire au pliocène.

Nous passerons successivement en revue ces trois termes : sidérolithique, calcaire du Berry, sables pliocènes.

Terrain sidérolithique. — Le sidérolithique occupe sur la feuille de Montluçon deux zones d'extension, dont l'une en relation évidente avec la vallée actuelle du Cher et l'autre, plus à l'Ouest, séparée de celle-ci par un plateau de micaschiste à la cote 450, et s'étendant de Bonnat à Chatelus et la Châtre. Dans la première, nous aurons à remarquer plus loin l'abaissement progressif du terrain de la périphérie vers le centre.

Partout il repose en discordance sur les terrains les plus divers : granite et gneiss près Montluçon ; granulite en face Givarlais ; micaschiste entre Courtais, Audes, Vallon ; houiller sur la rive droite du Cher, en face Vallon et Nassigny ; trias à Saulzais-le-Potier, Maulne ou Vallon. Ce substratum a, comme nous le verrons, une grande influence sur la nature de ce terrain, formé presque sur place.

M. de Grossouvre a distingué dans le sidérolithique du Berry trois termes de bas en haut : 1° brèches à chailles jurassiques ; 2° argiles et arkoses à minerais pisolithiques ; 3° arkoses à ciment feldspathique ou siliceux lustré ; il ne semble pas qu'on en retrouve l'équivalent dans la vallée du Cher sous forme de niveaux distincts ; tout au moins un élément important, les minerais de fer en grains, fait complètement défaut.

Lorsque nous avons parlé des arkoses permiennes de Cosne et de leur confusion possible avec le sidérolithique, nous nous sommes déjà trouvé décrire quelques types de ce dernier, en particulier les argiles et grès rouges de Villevendret. La couleur rouge bien accentuée est très fréquente dans tout le Nord de la feuille [1].

[1] On peut l'observer au plateau de Perreguines et de Passat, au-dessus de la station des Trilliers, au Nord de la Chapelaude, à Audes, Courtines, Lozé, au Sud de Vesdun, à l'Est de Vallon, etc. Nous avons décrit le sidérolitique rouge chargé de micaschiste de Villevendret. Le même terrain apparaît sur la ligne Montluçon-la-Châtre, au Nord de la Chapelaude, vers les Fulminais, à Courtines, etc.

En général, on a affaire à des argiles sableuses plus ou moins compactes et plus ou moins silicifiées, mais toujours sans traces de stratification, que le travail des eaux découpe en mamelons coniques, à la façon des *erdpyramiden*. Le plus souvent, la couleur rouge, qui correspond à l'abondance de l'oxyde de fer, au lieu d'être régulièrement répartie dans la masse, tend à s'y concentrer en certains noyaux arrondis qui se détachent alors sur un fond plus clair, parfois blanc ou jaunâtre. Il y a là comme un commencement de structure globulaire, bien visible sur la roche décomposée et dont M. de Grossouvre a remarqué le passage progressif à de véritables minerais de fer en grains[1].

Ailleurs, comme à l'Ouest d'Audes, ou vers Clugnat et Chatelus, on a des types blancs ou jaunes ou encore des grès compacts et lustrés à fragments de quartz brillants. Mais toujours les quartz, petits ou gros, sont anguleux et témoignent d'une sédimentation presque sur place, peut-être même d'une précipitation chimique de la silice. En même temps, les concentrations de calcédoine blanche, jaune ou rouge, sont fréquentes en veines ou en nodules.

A côté de ce faciès sableux, qui est le plus répandu, on peut passer d'une part à des argiles diaprées, de l'autre à des roches à galets.

Les argiles diaprées représentent un type que nous ne connaissons pas dans le permien de Cosne et qu'on retrouve au contraire au-dessous du calcaire de Beauce, dans le bassin de la Limagne, où il a dû se former d'une façon analogue[2]. M. de Grossouvre les a décrites, plus au Nord, comme des argiles sableuses, parfois flambées de rose[3]. On les observe en particulier dans les tranchées du chemin de fer, au Nord et au Sud de la Chapelaude.

Quand on quitte ainsi la Chapelaude au Nord, on voit d'abord du gneiss en place contenant, par un phénomène dont nous reparlerons, des veines de calcaire souvent spathiques; ce gneiss est bientôt recouvert par de l'argile verdâtre avec des galets de quartz abondants. Puis, dans une seconde tranchée plus au Nord, la même argile verte reparaît, cette fois diaprée de taches rouges, plus fortement argileuse que ne l'est le sidérolithique d'habitude et contenant une proportion anormale de gros galets de quartz. Enfin, dans une troisième tranchée, les diaprures rouges augmentent, l'argile devient plus sableuse, plus arkosique et l'on passe insensiblement au faciès accoutumé du sidérolithique.

Au Sud de la Chapelaude également, vers Montroir, les mêmes argiles verdâtres diaprées se représentent, et là, beaucoup plus nettement, alternent avec des roches sidérolithiques très caractéristiques, qui affleurent en particulier au village de Montroir même.

Quant aux arkoses à galets, elles sont intéressantes à étudier, tant par la lumière qu'elles apportent sur le mode de formation du terrain, que parce qu'elles sont un indice probable de la proximité du rivage. Nous allons les suivre de l'Ouest à l'Est.

[1] An. d. M. *loc. cit.* p. 20.
[2] Dans le tertiaire lacustre de la Limagne, les actions chimiques semblent jouer un rôle moins intense que dans le Berry; mais, sauf cela, les calcaires concrétionnés, bancs de silex ou noyaux de ménilite, arkoses, etc., s'y retrouvent assez comparables.
[3] *Loc. cit.*, p. 22.

Aux Bergerettes, près de la Chapelaude, et dans toute la tranchée du chemin de fer au Nord de la Chapelaude jusqu'à Courtines, nous trouvons à peu près constamment de gros galets de quartz souvent arrondis et des fragments de micaschiste. De même, à l'Ouest d'Audes, le sidérolithique blanc et jaune contient beaucoup de galets de quartz, ronds ou au moins émoussés, dont la présence, au milieu de cette arkose a éléments anguleux, est assez curieuse. On peut l'expliquer; soit parce que les sables ont été simplement flottés par l'eau, tandis que les gros galets, plus lourds à entraîner, roulaient sur le fond des torrents alimentant le lac; soit plutôt parce que ces galets arrondis, localisés principalement entre la Chapelaude et Courçais, auront été empruntés au trias inférieur (t^{III-IV}) aujourd'hui affleurant un peu plus au Nord, mais sans doute plus étendu autrefois et qui en contient beaucoup près de son rivage. A Villevendret, près Nassigny, nous avons mentionné la présence de chailles jurassiques, etc.

Au point de vue de leur composition minéralogique, ces galets sont toujours en relation avec le substratum presque immédiat, et l'on est même conduit à penser que la couleur de la pâte dépend en partie de la nature de ce substratum ; le sidérolithique, souvent rouge sur le micaschiste ou le trias, est plutôt blanchâtre sur le houiller ou le granite.

Parfois, sur les bords du bassin, ces galets, isolés du terrain par les actions météoriques, arrivent à former au-dessus de lui une véritable couche; ainsi, au voisinage de Couraud et de Châteaufavier, où il semble que des actions pliocènes aient pu intervenir. Beaucoup de ces galets sont formés là d'une arkose silicifiée que nous ne connaissons guère que dans le permien de Franchesse et Saint-Plaisir, au Nord de la feuille de Moulins.

Jusqu'ici nous nous sommes borné à décrire les aspects divers du sidérolithique ; étudions maintenant son allure stratigraphique.

L'examen de la petite carte ci-jointe (pl. V), qui résume les feuilles de Montluçon et d'Issoudun, montre l'existence d'une sorte de triangle, ayant son sommet à Montluçon et l'un de ses côtés à peu près N.-S., qu'a occupé presqu'en entier le sidérolithique et qui se trouve correspondre à peu près également à la zone d'extension des sables pliocènes de la Sologne Bourbonnaise dans la vallée du Cher. Les courbes de niveau actuelles du fond de ce bassin sidérolithique[1] indiquent une dépression suivant la vallée du Cher avec une pente à peu près continue à l'Ouest, une falaise brusque de terrain primitif à l'Est. La différence de niveau entre le sidérolithique de Vallon et celui de Vesdun atteint 120 mètres. A moins d'admettre qu'il y ait eu primitivement un fond de cuvette très accidenté où se serait produite une érosion de 100 mètres suivant le Cher, — ce qui serait contraire à toutes les observations que l'on peut faire sur l'épaisseur du dépôt —, on doit donc supposer un mouvement de plissement tertiaire venant apparemment de l'Est, et peut-être connexe des phénomènes alpins[2], ayant fait enfoncer de plus en plus le syn-

[1] Très faciles à tracer puisque le sidérolithique n'a guère qu'une trentaine de mètres d'épaisseur et que le soubassement de micaschistes ou de gneiss reparaît constamment au milieu.

[2] Cette idée serait conforme avec les résultats de l'important mémoire de M. Michel Lévy sur la chaîne des Puys (*loc. cit.*, p. 691, 781 et 786).

clinal ancien de la vallée du Cher. Ce mouvement semble cependant avoir été à peu près terminé ici lors du dépôt des sables du Bourbonnais; car ceux-ci, dont la zone d'extension est la même que celle du sidérolithique, sont cantonnés à une altitude presque constante entre 260 et 280.

L'étude des dépôts sidérolithiques qui, à l'Ouest de la feuille, longent la chaîne granulitique des Pierres-Jaumâtres, conduit, même si on les suppose originairement indépendants des premiers, à admettre des plissements analogues.

C'est ce qu'indiquent les coupes 21 et 22 (pl. VI), par exemple la coupe 21 où le sidérolithique passe de 360 à Saint-Dizier à 280 près de la Petite-Creuse; ou la coupe 23 où on le voit à 440 à Chatelus, 330 à Clugnat, puis de nouveau à près de 420 vers Lavaudfranche.

Devons-nous, en outre, supposer que les plissements ont été accompagnés de failles; nous serions peu disposé à admettre de grandes fractures qui auraient eu sans doute pour conséquence la production de quelques filons; mais il paraît bien y avoir eu, dans l'Ouest de la feuille, parallèlement aux plissements anciens et, sans doute, suivant les plans de schistosité même des terrains, des mouvements de glissement accusés surtout par deux failles longitudinales tortueuses : l'une entre la granulite et le gneiss, l'autre entre le gneiss et le micaschiste.

Comme preuve de la première, on peut mentionner la surélévation de certains lambeaux sidérolithiques sur la granulite, à 443 à Bornet, 430 à Soumains, 428 à Lavaudfranche, 430 près du Vignon, etc., alors qu'un peu plus au Nord, sur le gneiss, un second échelon de couches sidérolithiques est vers 380. On remarquera d'ailleurs que le gneiss ne présente pas le long de la granulite (sauf tout à fait à l'Ouest, vers Chatelus) les phénomènes de granulitisation habituels, et que les zones d'amphibolite, quoiqu'à peu près parallèles à la granulite, vont pourtant buter contre elle; enfin les filons de quartz ne passent nulle part de la granulite dans le gneiss.

Cette faille a été accompagnée par une dénivellation latérale de 80 mètres portant sur le sidérolithique, entre Saint-Dizier et la Petite-Creuse.

Quant à la seconde que nous supposons entre le gneiss et le micaschiste, nous y sommes conduit par l'examen des plongements des deux terrains au contact, plongements qui, en général, feraient passer le gneiss sur le micaschiste et qui ailleurs changent brusquement d'un terrain à l'autre. Il y a du reste entre les lambeaux sidérolithiques reposant sur le gneiss et ceux sur le micaschiste une différence de niveau de près de cent mètres.

Dans la dépression du Cher, nous ferons remarquer de même l'arrêt du sidérolithique suivant une ligne droite Culan-Vesdun qui peut correspondre à une fracture. Auprès de Culan, à Prahas, cette fracture est accusée par un contact vertical du sidérolithique et des micaschistes. Entre cette ligne et une faille N.-S. à l'Ouest de la Chapelaude, le sidérolithique atteint 300 m. Cette seconde faille N.-S. en question apparaît dans la tranchée du chemin de fer au Point du Jour. On la

retrouve dans le ruisseau de la Queugne où le micaschiste forme une falaise haute et nette et plus loin jusqu'à Moussais. La coupe (fig. 23) montre la nécessité, même en supposant le sidérolithique déposé sur un fond très irrégulier, d'admettre qu'il a été disloqué par des failles d'une amplitude totale de 80 mètres.

Coupe Est Ouest de Chauvière à Chazemais

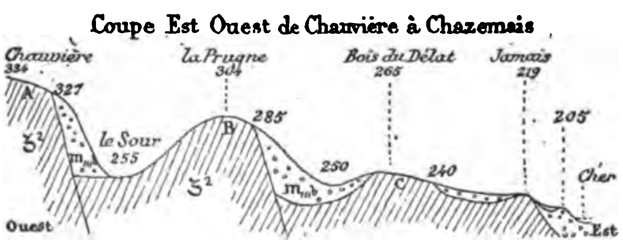


Fig. 23.

On peut remarquer sur cette coupe que la crête A présente de nombreuses traces de sidérolithique, tandis qu'on n'en trouve pas sur les crêtes B et C ; ces deux crêtes ayant dû vraisemblablement être également recouvertes par le tertiaire, on doit en conclure que l'érosion y a été plus forte.

Calcaire de Brie. — Le calcaire de Brie qui repose en principe sur l'arkose et en dérive alors par des transitions graduées, apparaît aussi parfois directement sur un fond de roches primitives ou de terrains anciens (entre Montluçon et le Saulx, dans le bassin de Domerat, à la Chapelaude, à Magnette et en face Maulne)[1]. Lorsqu'on examine sa zone d'extension géographique, on la trouve d'autre part très différente de celle du sidérolithique et surtout beaucoup moins étendue. C'est ce que nous avons cherché à mettre en évidence sur la petite carte ci-jointe. Si l'on voulait attribuer cette discordance à un mouvement du sol intermédiaire entre les deux dépôts, on aurait quelque peine à expliquer leur intime connexion habituelle ; il est possible que des conditions de sédimentation, variables suivant les régions, soient surtout intervenues.

Commençons par décrire le faciès du terrain, nous examinerons ensuite sa stratigraphie. M. de Grossouvre avait déjà montré dans le Berry[2] comment « le calcaire débute par de véritables argilolithes verdâtres qui forment une transition graduée avec l'argile sidérolithique. A la partie supérieure de ces argilolithes verdâtres, apparaissent des nids de calcaire farineux cristallin qui, en se développant, donnent naissance au calcaire lacustre ». Le même phénomène peut s'observer en divers points du bassin de Domérat. Il est cependant utile de noter de suite que souvent la présence des parties calcaires dans le sidérolithique paraît venir d'infiltrations secondaires provenant du calcaire superposé.

Le niveau calcaire proprement dit est tantôt marneux, tantôt compact, sou-

[1] Vers Maulne, il est particulièrenent curieux que, sur la rive droite du Cher, le tertiaire comprend uniquement du sidérolithique, sur la rive gauche du calcaire.

[2] *Loc. cit.*, p. 45.

vent pénétré de veines d'argile verdâtres qui arrivent à le remplacer presque complètement [1]. Il ne contient aucun fossile, sauf en face de Maulne quelques *Bithynia Duchastelli*. Près d'Urcay, immédiatement au Nord de la feuille de Montluçon et à Vicq Exemplet (Indre), M de Grossouvre y a signalé le même fossile dans des meulières.

Une de ses particularités caractéristiques est de renfermer des lentilles de silex qui forment, au milieu de lui, des bancs souvent assez longs mais sans continuité générale. Ces silex peuvent s'observer spécialement sur le plateau au Nord de Couraud qu'ils couvrent entièrement ; 2 à 3 mètres seulement de calcaire les séparent des arkoses qui occupent le fond de la vallée. De même, en montant à Marmignoles par la grande route, on en recoupe un banc intercalé entre le grès sidérolithique à noyaux rouges et le calcaire. On les trouve principalement développés dans la partie Sud du bassin : aux Bruyères près Boueix, à Chateaufavier, à Désertines et au pointement isolé des Bouchats que nous décrirons plus loin. Ces silex, généralement translucides et à cassure conchoïdale, souvent aussi carriés, sont de couleur grise, noire, blanche ou ambrée ; on y reconnaît parfois au microscope des traces d'organismes.

Dans le Nord de la feuille, lorsqu'on se rapproche du Berry, le calcaire apparaît, en face Maulne, associé avec des argiles verdâtres analogues à celles qui, dans l'Allier, accompagnent constamment le calcaire de la Limagne. Il repose là directement sur le trias et est recouvert par des graviers à galets de quartz pliocènes, souvent remaniés à leur tour par des alluvions.

Lorsque le calcaire repose directement sur le terrain primitif sans interposition de sidérolithique, on observe généralement dans le substratum de nombreuses veines verticales de carbonate de chaux plus ou moins cristallisé. Malgré les allures de dépôt chimique que présente le calcaire, il nous semblerait inadmissible de voir là les griffons de sources ayant apporté la chaux ; nous croyons au contraire avoir affaire à des fractures remplies d'en haut par un phénomène secondaire [2] analogue à celui qui a produit l'infiltration fréquente du sidérolithique dans le terrain sous-jacent [3]. Il n'en est pas moins intéressant de signaler les principaux points où le fait peut s'étudier. C'est le cas par exemple autour de la Chapelaude.

Sur le coteau de la Chapelaude, à l'Ouest, dans le prolongement de la rue la plus élevée du bourg, un curieux ravin présente un massif de micaschiste recoupé par de vrais filons calcaires, dont quelques-uns prolongés sur plusieurs mètres, et recouverts par une argile à cailloux de quartz anguleux et de micaschiste qu'on peut considérer comme du sidérolithique. Les veines de calcaire ne se continuent pas directement dans cette argile qui, probablement, ne s'est

[1] Par exemple à Montluçon, sur le petit chemin de fer minier de Commentry, la tranchée, en général dans l'arkose, recoupe un moment, près de la route nationale, des marnes vertes avec rognons calcaires.

[2] Des faits analogues existent en plusieurs points de la bordure crétacée du bassin de Paris.

[3] M, de Grossouvze en a cité un exemple près d'Argenton (p. 24).

pas prêtée physiquement à la formation de fractures durables, mais elles y pénètrent certainement et s'étalent au-dessous d'elle. Peut-être faut-il voir là le résultat d'une infiltration latérale venant du dessus. On observe des phénomènes comparables à l'entrée de la tranchée du chemin de fer au Nord de la Chapelaude et sur la route nationale en quittant le village dans le même sens. Les veines calcaires traversent le gneiss des talus et sont recouvertes seulement d'un peu de marne.

De même encore, auprès de Fleuriel, le granite, recouvert par des marnes calcaires, est traversé de veinules spathiques visibles dans les chemins creux. Nous sommes porté à rattacher au même phénomène l'existence tout près de là, entre la Côte et Valenceau, de veinules calcaires contenant des grains de quartz au milieu des argiles rouges et vertes sidérolithiques.

Indépendamment de ces veines, on constate parfois, lorsque le calcaire repose sur le primitif, qu'il en englobe des fragments : ainsi, près Couraud, à la tranchée du chemin de fer de Chateaufavier.

Etudions maintenant les conditions de dépôt du calcaire.

Dans tout le bassin de Montluçon, son altitude varie entre 260 à Saulx, 265 à Fleuriel et 210. Au Nord, sur le bord du Cher, on le retrouve à 230. A l'Est seulement, il s'est trouvé porté en quelques points à une altitude beaucoup plus grande : 363 au Bouchat, 360 à la Châtre (S. O. de Verneix) et à peu près à la même altitude vers Commentry. Il en résulte la preuve d'un mouvement important postérieur au calcaire de Brie. Décrivons ces trois points.

A 2 k. 500 au N.-E. du village de Chamblet, un peu au S.-O. du *Bouchat*, il existe, sur la pente d'un coteau, une nappe inclinée d'arkose rouge probablement permienne que recouvre un banc de calcaire incliné avec bancs de silex où l'on a successivement tenté de faire de la chaux et tout récemment d'extraire des meulières.

Le banc de silex, fortement disloqué, s'étend là sur tout le plateau[1]. Il repose sur des calcaires blancs grumeleux, se divisant en nodules arrondis, concrétionnés et séparés par des masses d'une marne verdâtre au milieu de laquelle on retrouve encore d'énormes blocs de meulière. Il y a irrégularité complète dans le dépôt, formé ici de silex, là de calcaire.

Les meulières ont des parties calcédonieuses, d'autres de pure silice blanche formant des blocs extrêmement légers. Quand elles sont compactes, elles sont translucides et grises ou ambrées.

Le second affleurement signalé est à l'Est du domaine de *la Châtre*, au S.-E. de Verneix[2]. Il se compose uniquement d'un lambeau calcaire de 50 mètres de large sur 100 mètres de long, limité à l'Est par une ligne droite à 150° et reposant sur le gneiss. Nous ne serions pas éloigné de croire que, comme le précédent, (séparé de lui par le massif de gneiss de Saint-Angel), il s'est trouvé pris et

[1] Cela arrive fréquemment, pour ces bancs de silex ; l'érosion, qui avait enlevé le calcaire du dessus, s'étant arrêtée à eux.

[2] Dans un champ situé à 2 millimètres au Nord de l'r de la Châtre.

préservé par les failles qui séparent aujourd'hui ce massif du granite et de la granulite. Comme au Bouchat, on a essayé, à la Châtre, de faire de la chaux.

Enfin, près de *Commentry*, à l'orifice de la galerie d'écoulement de la mine, Boulanger a signalé, en 1846, la présence du calcaire. Ce calcaire, qui devait être très restreint, n'apparaît plus aujourd'hui en place ; d'après quelques débris, il devait se trouver au-dessus de l'arkose de Cosne qui affleure à Commentry même [1], dans la pointe comprise entre la porphyrite de Saint-Front et les chemins de Vieux-Bourg et de Colombier.

Le déplacement vertical qui a amené ces trois points à 100 mètres au-dessus du calcaire de la vallée paraît un cas extrême du phénomène de plissement qui a dû, pendant le tertiaire, commencer à creuser la vallée du Cher et qui a, peu à peu, ramené les eaux de la grande extension sidérolithique à la bande assez étroite (12 à 15 kilomètres de large), occupée par le calcaire. Au Nord, également, dans le Berry, M. de Grossouvre a remarqué que le calcaire lacustre forme deux bandes allongées parallèles [2] ayant la direction de la faille de Sancerre (qui est aussi celle de la vallée du Cher), la première le long de cette faille, la seconde dans la vallée du Cher : bandes qu'il attribue à un plissement des couches plus particulièrement accusé aux environs de Saint-Amand, où il est accompagné de plissements et de cassures secondaires qui ont donné naissance aux accidents pittoresques de la vallée de la Marmande.

Pliocène. — Nous n'ajouterons que quelques mots sur les sables à cailloux pliocènes de la Sologne Bourbonnaise. Très développés sur les feuilles voisines de Moulins, Saint-Pierre, Issoudun et rattachés vers l'Est aux graviers de Chagny, ils n'occupent, dans le Nord de la feuille de Montluçon, qu'un espace restreint entre le Cher et une ligne Culan-Chazemais-Nassigny.

Le meilleur point pour les étudier est Culan, où ils dépassent une épaisseur de 20 mètres [3]. De ce côté, ils reposent, soit directement sur le micaschiste, soit sur le trias et on peut les voir en particulier couvrir le contact des deux terrains dans la tranchée du chemin de fer, à l'Ouest de la grande Lèvre, vers Chateaumeillant.

Quand ils reposent sur le trias, ils l'ont parfois remanié presque sur place et lui ont emprunté ses cailloux de quartz qu'on voit, au milieu des argiles, former des cordons irréguliers.

Entre les loges de Guignier (N. O. de Culan) et le Foy, on a, dans une carrière, la coupe suivante :

Pliocène	1m60	grès mélangé de terre avec galets.
	1m20	grès ressemblant à ceux du trias avec gros galets roulés blanc jaunâtre.
	3m00	terrains rouillés avec galets incohérents, énormes blocs de micaschiste et de quartz, ciment ferrugineux.
	—	grès bariolé triasique.

[1] Place du Marché, cimetière, embranchement du chemin de fer de la Forge et de l'Orléans, etc.

[2] (*Loc. cit.* p. 44).

[3] Epaisseur reconnue par des sondages et visible en partie dans une vieille carrière au Sud de la ville.

Au Nord de Vallon, nous avons rattaché au même niveau deux mamelons isolés au milieu des alluvions anciennes et formés de sables arkosiques blanc verdâtre.

Enfin, autour de Montluçon, surtout au S.-O., il ne serait pas impossible qu'en quelques points un premier travail pliocène ait précédé celui des alluvions anciennes.

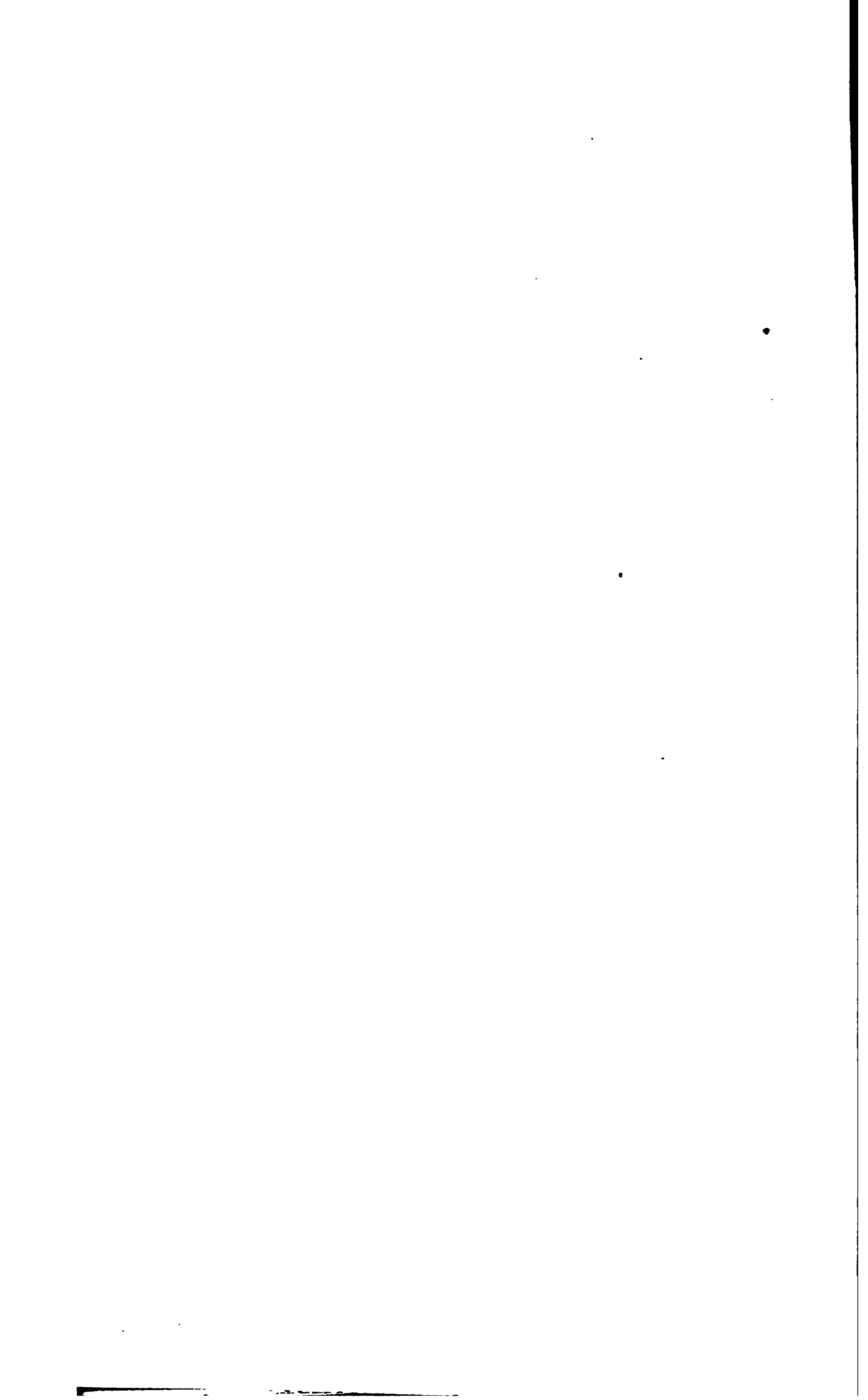
TABLE DES MATIÈRES

Laval. — Imp. et Stér. E. JAMIN, 8, rue Ricordaine.



Procédé G. Pilarski, A. Murat et Cie

Faille entre la granulite en arène (γ^1) et le permien (r_{II}) dans la tranchée du chemin de fer, près de la source minérale de la Trolière. Cette faille est le prolongement de celle de Sancerre.



Barassier

Bull. N° 30 T. IV (1892-1893) Pl. III Fig. 9



le Nord

Estivareilles).

r de Maulne).

Ouest. Est.

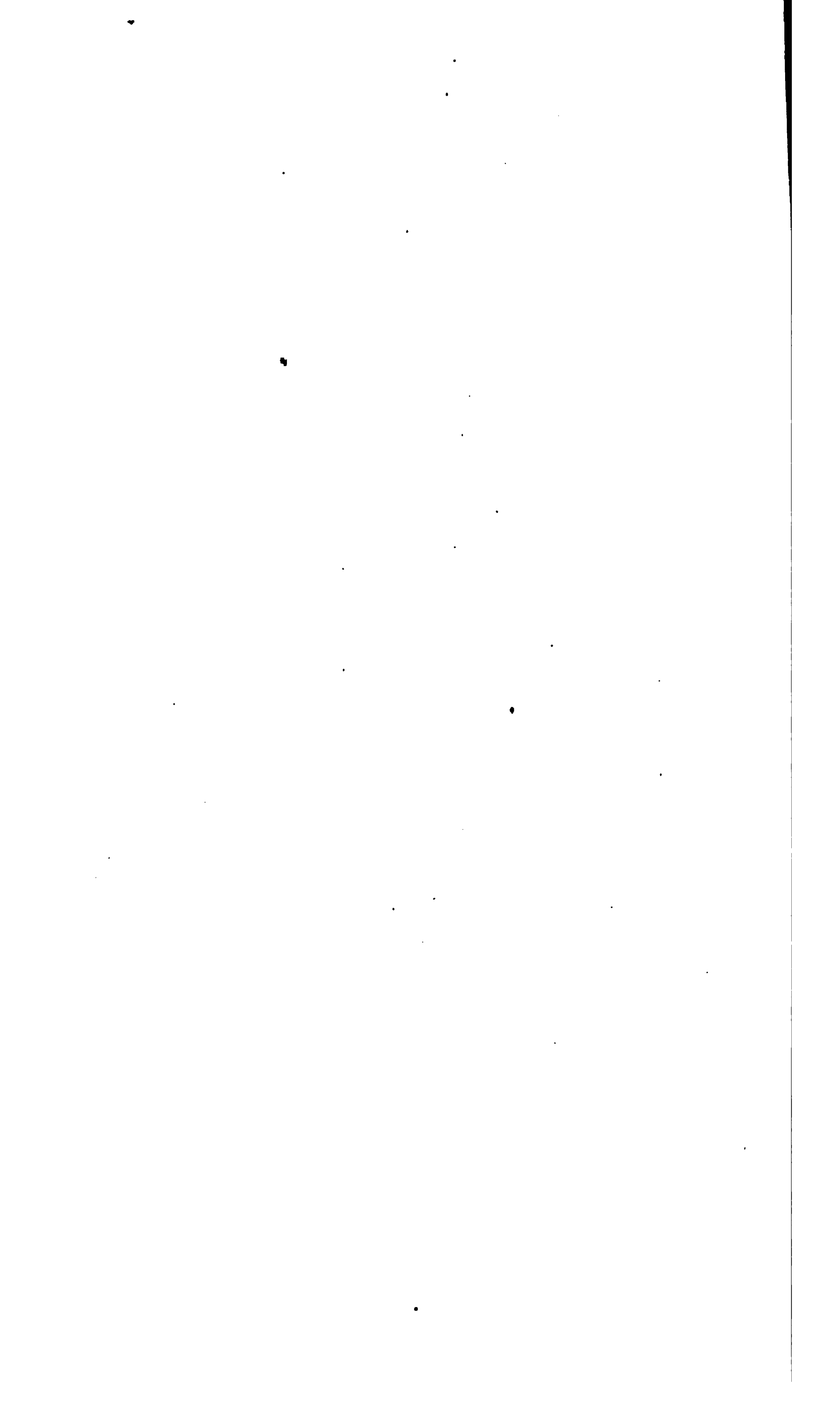
Cher
les Dives _ 215
Rte Nale Tuilerie
Ruisseau
Ruisseau
Ruisseau
Vernatte _ 322
γ^1

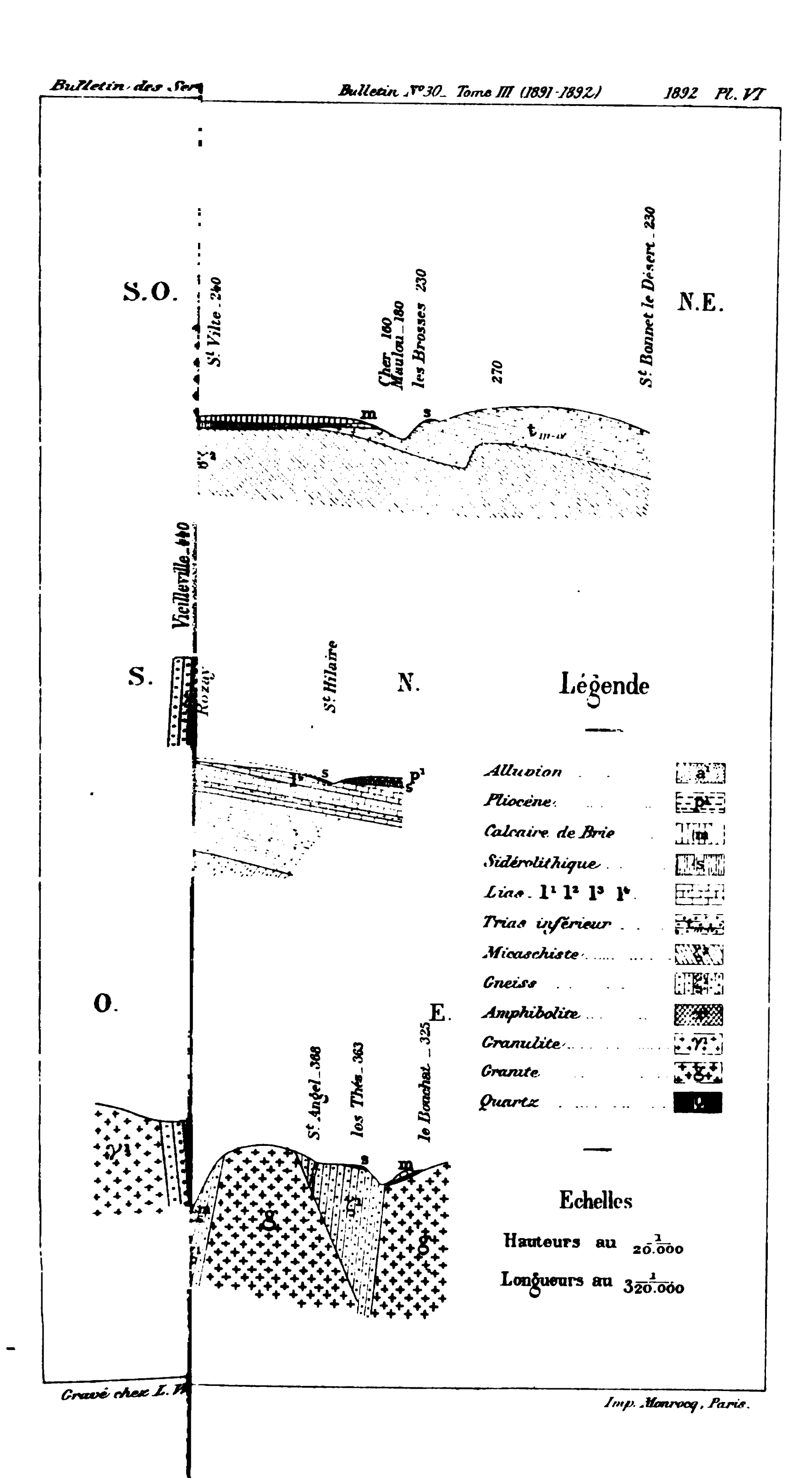
Ch. de fer _ 180
Cher _ 172
le Brethon
351
Lurat
Ragonière
a^1
γ^1

Vallon
Chemillier _ 300
Maçonnière
342
a^1
γ^1
γ^1

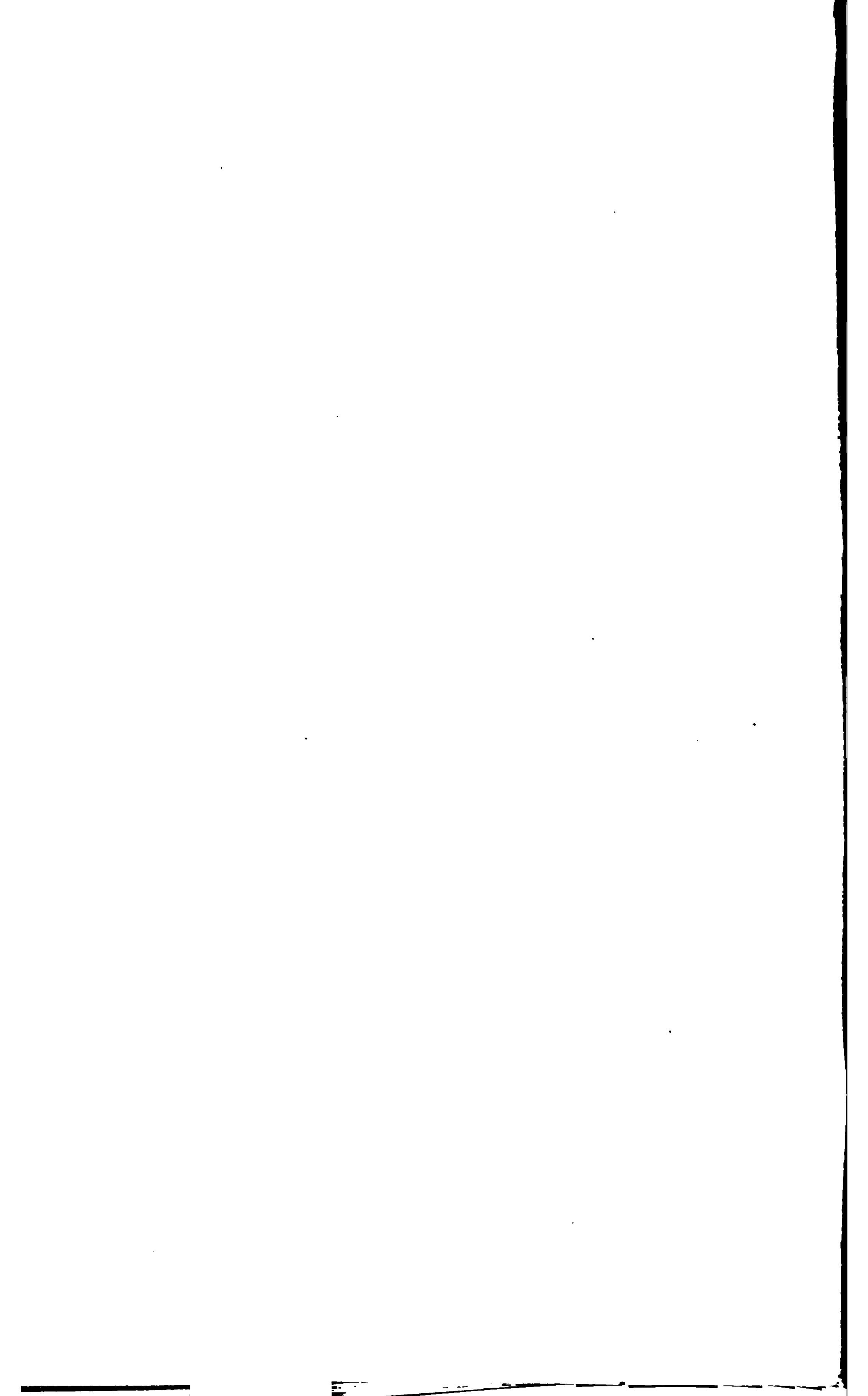
Micaschiste. γ^1 Granulite.

Gravé chez L. Wuhrer, R.
Imp. Monrocq, Paris.





S.O.
N.E.
St Vitte _240
Cher 160
Mauloû _180
les Brosses 230
270
St Bonnet le Désert _230
Vieilleville _440
S.
Rozay
St Hilaire
N.
O.
E.
St Angel _368
les Thés _363
le Bouchet _325
Légende
Alluvion
Pliocène
Calcaire de Brie
Sidérolithique
Lias. l¹ l² l³ l⁴
Trias inférieur
Micaschiste
Gneiss
Amphibolite
Granulite
Granite
Quartz
Echelles
Hauteurs au 1/20.000
Longueurs au 1/320.000



N° 13. Les éruptions du Velay. I. Roches éruptives de Meygal. — II. Argiles métamorphosées par le phonolithe, à Saint-Pierre-Eynac, par P. TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'École des Mines de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 11 figures dans le texte . . . . 1 fr. 50

N° 14. Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le bassin de Paris, par GUSTAVE F. DOLLFUS. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte et 1 carte. . . . . 4 fr. 75

N° 15. Note sur la formation géologique du Forez et du Roannais par LE VERRIER, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 41 figures dans le texte et 4 planches. . . . . 4 fr. 75

N° 16. I. Note sur les sables de la vallée d'Apt, par KILIAN, de la Faculté des sciences de Grenoble, et F. LEENHARDT, de la Faculté théologique protestante de Montauban. — II. Note sur la découverte de l'horizon du Montaiguet à *Bulimus Hopei* dans le bassin d'Apt, par DEPÉRET et LEENHARD. — III. Note sur le Pliocène et sur la position stratigraphique des couches à Congénéries de Théziers (Gard), par DEPÉRET. 1 brochure grand in-8°, avec 10 figures dans le texte et une planche. . . . . 1 fr. 75

N° 17. Note sur la structure des Corbières, par EMM. DE MARGERIE, 1 brochure grand in-8 avec 3 figures dans le texte et une planche. . . . . 2 fr. 50

N° 18. I. Note sur la continuation de la chaine de la Sainte-Beaume, II, III, IV et V. Notes sur quelques points de la feuille de Castellane, par PH. ZURCHER. 3 fr. 25

N° 19. Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Sud-Ouest de la France, par VASSEUR . . . . 0 fr. 75

N° 20. Etude sur la constitution géologique du Massif de la Vanoise, par TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'Ecole de Saint-Etienne. 1 volume grand in-8°, avec 58 figures dans le texte, une carte géologique et 9 planches . . . . . . 10 fr.

N° 21. Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises, par ÉMILE HAUG, docteur ès-sciences, chef des travaux pratiques au Laboratoire de géologie de la Faculté des sciences de Paris. 1 volume grand in-8°, avec figures dans le texte, une carte géologique et 3 planches. 10 fr.

N° 22. Note de M. MICHEL LÉVY sur les derniers travaux de G. Maillard. II. III. Note sur les diverses régions de la feuille d'Annecy, par G. MAILLARD. 1 brochure grand in-8°, avec 45 figures dans le texte . . . . 2 fr. 50

N° 23. I. Contribution à la géologie de l'Oise. Notice géologique de Beauvais, par H. THOMAS, contrôleur principal des mines, chef des travaux graphiques de la carte géologique de la France. — II. Note sur le trias de l'Ariège et de l'Aude par C. DE LACVIVIER, proviseur du lycée de Montpellier. 1 brochure grand in-8° avec figures dans le texte . . . . 1 fr. 50

N° 24. Le Massif d'Allauch, par M. BERTRAND, ingénieur en chef des mines, professeur de géologie à l'Ecole nationale des Mines. 1 brochure grand in 8 avec 28 figures dans le texte et 2 planches . . . . 3 fr. 50

N° 25. Etude sur la craie supérieure. La craie des Corbières par M. A. DE GROSSOUVRE, ingénieur en chef des Mines, avec 5 figures dans le texte. . . . . 0 fr. 75

N° 26. Étude sur les massifs du Chablais compris entre l'Arve et la Drance : (Feuilles de Thonon et d'Annecy) par M. AUG. JACCARD, professeur de géologie à l'Académie de Neufchâtel (Suisse). 1 br. gr. in-8° avec 44 fig. dans le texte. 2 fr. 25

N° 27. Note sur la prolongation vers le sud de la Chaîne des Aiguilles Rouges, montagnes de Pormenaz et du Prarion, par M. A. MICHEL LÉVY, Ingénieur en chef des Mines, Directeur du service de la carte géologique détaillée de la France. 1 brochure grand in-8° avec 7 planches et 18 figures . . . . 3 fr. 50

N° 28. Description géologique du Velay, par MARCELLIN BOULE. 1 brochure grand in-8° avec 11 planches et 80 figures dans le texte. . . . . 12 fr. »

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET Cie, ÉDITEURS

PARIS, 15, rue des Saints-Pères. — LIÈGE, rue des Dominicains, 7.

EXTRAIT DU CATALOGUE

Carte géologique de la France au 80 millième. — Carte géologique détaillée de la France à l'échelle du 80 millième publiée par le ministère des Travaux publics, comprenant 267 feuilles de 94 centimètres sur 72 centimètres.

PRIX DE CHAQUE FEUILLE ACCOMPAGNÉE DE SA NOTICE EXPLICATIVE

En feuilles.. 6 fr. »
Collée sur toile et pliée.. 10 fr. »

Carte geologique de la France au millionième. — Carte géologique de la France à l'échelle du millionième exécutée en utilisant les documents publiés par le service de la carte géologique détaillée de la France par un comité composé de MM. Barrois, Bergeron, Bertrand, Depéret, Fabre, Fontannes, Fouqué, Gosselet, Jacquot, Lecornu, Lory, Michel Lévy, Potier et Vélain, sous la direction de MM. Jacquot, inspecteur général des mines, et Michel Lévy, ingénieur en chef des mines, 4 feuilles de 65 centimètres sur 60 centimètres, imprimées, en 41 couleurs.
Prix : Collée sur toile et pliée.. 15 fr. »
Collée sur toile, montée sur rouleaux et vernie........................ 20 fr. »
En feuilles.. 9 fr. 50

Ajouter 1 fr. 35 par envoi pour l'emballage et l'affranchissement des cartes en feuilles, et 2 fr. 25 pour l'emballage et l'affranchissement des cartes montées sur rouleaux.

Les méthodes de synthèse en minéralogie. — Les méthodes de synthèse en minéralogie. Les productions spontanées des minéraux contemporains. — Les synthèses accidentelles. — Les synthèses rationnelles : les méthodes de la voie sèche ; les méthodes de la voie mixte ; les méthodes de la voie humide. Cours professé au Muséum d'histoire naturelle, par Stanislas Meunier. 1 volume grand in-8, avec figures dans le texte.. 12 fr. 50

Carte géologique des environs de Paris. — Carte géologique des environs de Paris à l'échelle du 40 millième, par G. Dollfus, publiée par le ministère des Travaux publics, comprenant 4 feuilles de 84 centimètres sur 64 centimètres.
Prix : En feuilles.. 15 fr. »
Collée sur toile et pliée.. 25 fr. »

Notice sur la carte géologique des environs de Paris. — Notice sur une nouvelle carte géologique des environs de Paris, par Gustave Dollfus. 1 volume grand in-8, avec deux planches.. 7 fr. 50

Traité de minéralogie — Traité de minéralogie à l'usage des candidats à la licence ès-sciences physiques et des candidats à l'agrégation des sciences naturelles, par Wallerant, professeur à la Faculté des sciences de Rennes. 1 volume grand in-8 avec 341 figures dans le texte.. 12 fr. 50

Les Minéraux des roches. — Les minéraux des roches. 1° Application des méthodes minéralogiques et chimiques à leur étude microscopique, par A. Michel Lévy, ingénieur en chef des mines ; 2° données physiques et optiques, par A. Michel Lévy et Lacroix. 1 volume grand in 8. avec de nombreuses figures dans le texte et une planche en couleur.. 12 fr. 50

Roches éruptives. — Structures et classification des roches éruptives, par A. Michel Lévy, ingénieur en chef des mines. 1 vol. grand in-8.................. 5 fr. »

Minéraux des roches. — Tableaux des minéraux des roches : résumé de leurs propriétés optiques, cristallographiques et chimiques, par A. Michel Lévy et A. Lacroix. 1 volume in-4°, cartonné.. 6 fr. »

Géologie appliquée. — Géologie appliquée à l'art de l'ingénieur, par E. Nivoit, ingénieur en chef des mines, professeur à l'Ecole des ponts et chaussées. 2 volumes grand in-8, avec de nombreuses figures dans le texte.................... 40 fr. »

Laval. — Imprimerie et stéréotypie E. JAMIN, 8, rue Ricordaine.

MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS

BULLETIN DES SERVICES

DE LA

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

ET DES

TOPOGRAPHIES SOUTERRAINES

N° 31. — Tome IV 1892-1893. — Octobre 1892.

NOTE SUR LA DISTRIBUTION GÉOGRAPHIQUE ET SUR L'AGE GÉOLOGIQUE DES OPHITES ET DES LHERZOLITES DE L'ARIÈGE

PAR

C. DE LACVIVIER

Proviseur du Lycée de Montpellier

PARIS

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET Cie, ÉDITEURS

15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15

MÊME MAISON A LIÈGE, RUE DES DOMINICAINS, 7

1892

Le Bulletin de la Carte Géologique de la France paraît par fascicules contenant chacun un mémoire complet, dont la réunion forme chaque année un beau volume grand in-8° accompagné d'un grand nombre de planches, avec de nombreuses figures intercalées dans le texte.

Prix de l'abonnement ou de l'année parue. . . . . . . 20 fr.

(Les trois premières années sont en vente)

Il a été tiré à part un certain nombre d'exemplaires de chacun des bulletins destinés à être vendus séparément aux prix suivants :

N° 1. Étude sur le massif cristallin du Mont-Pilat, sur la bordure orientale du Plateau Central, entre Vienne et Saint-Vallier, et sur la prolongation des plis synclinaux houillers de Saint-Étienne et Vienne, par TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'Ecole de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 28 figures dans le texte et 2 planches. . . . . 3 fr. 75

N° 2. Note sur les terrains d'alluvions des environs de Lyon, par DELAFOND, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 25

N° 3. Note sur l'existence des phénomènes de recouvrement dans les Pyrénées de l'Aude, par L. CAREZ, docteur ès sciences naturelles, 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 00

N° 4. Note sur les roches primitives de la feuille de Brives, par L. DE LAUNAY, ingénieur des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . 0 fr. 75

N° 5. Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille, par CH. DEPÉRET, professeur à la faculté des sciences de Lyon. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 6. Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville, et de la région comprise entre Le Buet et Sallanches (Haute-Savoie), par GUSTAVE MAILLARD, conservateur du musée d'Annecy. 1 brochure grand in-8°, avec planches . . 5 fr. 25

N° 7. Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom (Finistère), par CHARLES BARROIS, professeur-adjoint à la Faculté des Sciences de Lille. 1 volume grand in-8°, avec 23 figures dans le texte et 1 planche. . . . . 4 fr. 00

N° 8. Relations entre les sables de l'Eocène inférieur dans le Nord de la France et dans le bassin de Paris par J. GOSSELET, professeur à la faculté des sciences de Lille, membre correspondant de l'Institut. 1 brochure grand in-8°, avec 7 figures dans le texte. . . . . 0 fr. 75

N° 9. Etude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc par MICHEL LEVY, Ingénieur en chef des mines, directeur du service de la carte géologique de France, 1 brochure, grand in-8°, avec 4 planches en photogravure, une planche de coupe et des figures dans le texte . . . . 2 fr. 50

N° 10. Note sur la stratigraphie du Plateau central entre Tulle et Saint-Céré par MOURET, ingénieur des Ponts-et-chaussées. 1 brochure grand in-8°, avec une planche de coupes et une carte géologique . . . . 2 fr. 75

N° 11. I. Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège (feuille de Foix). — II. Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne, par A. LACROIX, préparateur au collège de France. 1 brochure grand in-8°, avec 12 figures dans le texte . . . . 3 fr.

N° 12. I. Nouvelle subdivision dans les terrains Bressans. — II. Bassin de Blanzy et du Creusot, par DELAFOND, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 13. Les éruptions du Velay. I. Roches éruptives de Meygal. — II. Argiles métamorphosées par le phonolithe, à Saint-Pierre-Eynac, par P. TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'École des Mines de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 11 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

NOTE SUR LA DISTRIBUTION GÉOGRAPHIQUE & SUR L'AGE GÉOLOGIQUE DES OPHITES & DES LHERZOLITES DE L'ARIÈGE

PAR

C. DE LACVIVIER
Proviseur du Lycée de Montpellier

Aucun travail spécial n'avait encore été fait sur les ophites et les lherzolites de l'Ariège et j'ai pensé qu'il pouvait être intéressant de grouper les résultats de mes observations sur ces roches. Ainsi que l'indique le titre de cette note, mon intention n'est pas de les étudier au point de vue de leur structure et de leur composition minéralogique; ces sujets ont été traités depuis longtemps et je n'aurais rien à ajouter aux remarquables travaux de Charpentier, de Dufrénez, de Damour, de MM. Descloizeaux, Jacquot, Michel-Lévy, Zirkel, Fouqué, Macpherson, Virlet-d'Aoust, Calderon, etc., sur les ophites et les lherzolites des Pyrénées et de l'Espagne.

Je crois avoir vu la presque totalité des pointements de ces roches qui existent dans l'Ariège, du moins dans la partie limitée à la feuille de Foix, et il me sera possible, par conséquent, de faire connaître leur distribution géographique. Mes observations stratigraphiques sur les terrains avec lesquels elles sont en contact me permettront, je l'espère, de jeter quelque lumière sur un sujet difficile, l'âge géologique des ophites et des lherzolites.

HISTORIQUE

Il serait trop long de faire un historique complet de la question et je dois me borner à ne citer qu'un certain nombre de publications choisies plus particulièrement parmi celles qui ont trait aux ophites de l'Ariège.

M. Mussy [1]. Dans le texte explicatif de sa carte, travail que l'on peut toujours consulter avec fruit, car il renferme beaucoup d'observations exactes et de renseignements utiles, M. Mussy dit que les roches ophitiques (ophites et lherzolites), se rencontrent dans toutes les formations de l'Ariège, depuis les roches primitives jusqu'à l'époque nummulitique, mais que leur maximum de développement se trouve dans les marnes irisées. L'auteur range dans cette catégorie de roches ophitiques les véritables ophites, de prétendues diorites, des terres ocreuses et des masses gypsifères. Il place les lherzolites dans le Jurassique, mais ne se prononce pas sur l'âge exact de ces diverses roches.

[1] *Carte géologique et minéralurgique du département de l'Ariège*, Foix, Pomiès.

M. Michel-Lévy [1]. — En 1878, M. Michel-Lévy fit à la société géologique une communication importante, dans laquelle, après avoir donné quelques renseignements bibliographiques, il étudiait la composition minéralogique des ophites, leur structure et montrait que l'analyse microscopique de ces roches mettait hors de doute leur origine éruptive, contrairement à l'opinion de MM. Virlet d'Aoust, Magnan, Garrigou et Dieulafait. Passant ensuite à la détermination de leur âge géologique, le savant pétrographe rappelait que cette question était très controversée: Boué la rattachait au Trias, Dufrénoy croyait qu'elles étaient postérieures à tous les terrains tertiaires; Lyell, Cordier, MM. de Freycinet et Crouzet les considéraient comme des roches éruptives de la période crétacée. M. Michel-Lévy concluait de cette divergence d'opinion que des études stratigraphiques patientes, corroborées par l'analyse microscopique des roches, pouvaient seules résoudre le problème de l'âge des ophites et de la venue granulitique récente dont elles font partie.

M. Hébert [2]. — Dans la même séance, M. Hébert déclara que les échantillons d'ophite communiqués à M. Michel-Lévy étaient triasiques, et M. de Lapparent [3] émit l'opinion qu'à l'époque du soulèvement des Pyrénées, l'ophite s'était épanchée à travers les terrains tertiaires, en amenant avec elle des argiles bariolées avec gypse et sel gemme.

M. Stuart-Menteath [4] dans sa « note préliminaire sur la géologie des Pyrénées, » dit que les ophites figurées sur sa carte accompagnent le Trias ou indiquent son voisinage.

M. de Lapparent [5], à l'occasion de cette communication, confirma la théorie qu'il avait déjà exposée en 1878.

M. Choffat [6], après avoir admis l'origine éruptive des ophites et des lherzolites, signale dans son travail un certain nombre de dômes ophitiques dans le voisinage des marnes rouges gypsifères à cristaux de quartz de Dagorda et des calcaires qu'il rapporte à l'Infra-Lias. L'ophite, ajoute-t-il, a disloqué ces derniers, rompu les assises du Jurassique supérieur d'où il suit qu'elle serait postérieure à la partie supérieure du Jurassique. Elle aurait profité pour venir au jour de crevasses préexistantes.

M. Dieulafait [7], dans la même séance, soutint que les ophites et les marnes bariolées gypsifères n'avaient pas la même origine et qu'il y avait lieu de distinguer trois niveaux d'ophite: le premier, intercalé dans le Silurien ou le Dévonien, le second dans le grès rouge et le troisième dans le Trias.

A la même époque [8], ce géologue admettait que les ophites s'étaient déposées chimiquement, à froid, dans des mers qui auraient surtout accumulé les sédiments

[1] *Bull. soc. géol. de France,* 3e sérié, t. VI, page 157, 1878.
[2] *Loc. cit.,* p. 177.
[3] *Bull soc. géol. de France,* 3e série, t. VI, 1878, p. 177.
[4] *Bull. soc. géol. de France,* 5e série, t. IX, 1881, p. 158.
[5] *Loc. cit.*
[6] *Bull. soc. géolog. de France,* 3e série, t. X, 1882, p. 167.
[7] *Loc. cit.* p. 295.
[8] *Comptes-rendus de l'Académie des sciences,* 6 mars 1802.

empruntés aux roches primordiales, indiquant ainsi que ces roches étaient d'origine sédimentaire ; il circonscrivait leur âge entre les grès rouges et les calcaires de St-Béat et les marnes gypseuses et salifères.

C'était également l'opinion de M. Virlet d'Aoust[1] qui avait démontré, disait-il, en 1863 que l'ophite était une roche d'origine sédimentaire, formant dans le Trias une zone continue sur les deux versants des Pyrénées, entre le grès rouge et les marnes irisées ; il ajoutait que sa position géologique pouvait être vérifiée entre Foix et Saint-Girons où on la voyait s'appuyer au sud sur les grès rouges, tandis qu'au nord elle était recouverte en stratification concordante par les marnes irisées gypseuses.

Plus tard[2], M. Calderon affirma que les principales éruptions des ophites avaient eu lieu à l'époque du Trias, que d'autres dataient des périodes crétacée et éocène, mais que partout elles avaient transformé les terrains traversés en roches d'aspect triasique, en produisant des phénomènes de contact identiques dans l'Andalousie et les Pyrénées.

M. Bertrand[3] annonça en 1885 qu'il venait de découvrir en compagnie de M. Jacquot des filons d'ophite dans le terrain crétacé des Pyrénées, sur la route du val d'Ossau à Pau.

Dans un mémoire[4] présenté à l'Académie des sciences en 1886, M. Jacquot attribuait au Trias les gisements gypseux salifères et les argiles bigarrées qui accompagnent les ophites sur tout le versant français des Pyrénées.

L'année suivante[5], M. Stuart-Menteath envoya à la société géologique une note dans laquelle il faisait ressortir que les gypses, les glaises bigarrées et le sel n'indiquaient pas nécessairement la présence du Trias dans les Pyrénées, puisque la base du poudingue de Palassou comprenait ces diverses formations. D'après lui, les injections ophitiques auraient pénétré dans le Nummulitique moyen et il citait à l'appui de sa thèse l'opinion de Dufrenoy qui considérait les ophites comme postérieures au Diluvium. Plus loin, M. Stuart-Menteath signalait des poudingues ophitiques stratifiés appartenant au Crétacé supérieur et ajoutait que dans tous les endroits où il avait pu constater l'absence de ce terrain, ou de roches plus récentes, les brèches ophitiques avaient le caractère de véritables brèches de friction.

En 1888, M. Calderon fit paraître un nouveau mémoire[6] dans lequel il donnait aux faits observés par lui une interprétation différente de celle qu'il avait exposée précédemment. D'après ce géologue, l'ophite, qui se trouve apparemment interstratifiée entre les couches, a dû pénétrer dans un état boueux et s'y transformer après, car il n'y a jamais de phénomènes de métamorphisme de contact qui prouvent l'influence d'une haute température. Cette boue ainsi infiltrée ou

[1] *Bull. soc. géol. de France*, 3e série, t. X, 1882, p. 392.
[2] *Bull. soc. géol. de France*, 3e série, t. XIII, 1885, p. 89.
[3] *Loc. cit.*, p. 575.
[4] *Comptes-rendus de l'Académie des sciences*, 21 juin 1886.
[5] *Bull. soc. géol. de France*, 3e série, t. XVI, 1887, p. 32.
[6] *Bull. soc. géol. de France*, 3e série, t. XVII, 1888, p. 100.

pelotonnée dans des plis, serait devenue une roche cristalline par les effets de la pression, de la chaleur et d'autres agents.

Passant ensuite à la distribution des ophites dans la série des terrains, M. Calderon faisait remarquer que ces roches présentent une certaine constance dans les terrains secondaires ou tertiaires, surtout dans le Trias et les termes qui reposent sur celui-ci. Quant à l'époque précise des ophites, elle perdrait d'après lui de son importance, car, bien qu'elles se soient formées principalement à la fin des terrains tertiaires et au commencement de la série quaternaire, elles ont pu se constituer avant ou après, sous l'influence des agents orogéniques. En terminant, ce géologue admettait l'avis que l'interprétation des faits géologiques observés dans les régions étudiées par lui devrait être généralisée.

D'après les observations de MM. Ch. Frossard et Seunes [1], il y aurait dans les Pyrénées deux catégories de roches ophitiques, les unes triasiques, les autres crétacées ou post-crétacées ; l'ophite de Pouzac ne serait accompagnée ni des marnes irrisées, ni de gypse, ni de sel gemme. En 1889, M. Macpherson [2], à la suite d'une communication faite par MM. Seunes et Munier-Chalmas sur les roches ophitiques, donne des détails sur l'ophite de Biarritz qui se présente en boules et dit qu'il ne connaissait pas de types analogues dans les Pyrénées. Récemment, M. Stuart-Menteath [3], a rappelé que M. Jacquot considérait les gisements salifères comme le remplissage de failles, opinion qu'il avait soutenue lui-même.

On voit, d'après ce résumé bibliographique, qu'il y a sur cette question des ophites une grande divergence d'opinion. On n'est pas d'accord sur leur origine : elles seraient sédimentaires d'après quelques géologues, mais la plupart les considèrent comme éruptives.

Les avis sont également très partagés en ce qui concerne leur distribution géologique et leur âge : plusieurs auteurs seraient disposés à les cantonner dans le Trias, mais le plus grand nombre leur donnent une extension considérable.

Les lherzolites ont été moins étudiées et j'ai trouvé peu de renseignements dans les mémoires que j'ai consultés.

Sans avoir la prétention de dire le dernier mot sur cette question des ophites et des lherzolites, je me propose de donner quelques renseignements sur leur situation géographique et sur leur gisement. Les considérant comme des roches éruptives, je ferai connaître des faits à l'appui de cette opinion. Enfin, j'essayerai d'établir que les ophites sont triasiques et que la venue des lherzolites n'est guère plus récente. Toutefois, le champ de mes explorations n'étant pas très étendu, les résultats que je veux faire connaître ne tendront pas à infirmer d'une manière absolue les observations des géologues qui ont étudié ces roches sur d'autres points des Pyrénées et en Espagne.

[1] *Bull. soc. géol. de France*, 3e série, t. XVII, 1889, p. 320.
[2] *Bull. soc. géol. de France*, 3e série, t. XVII, 1889, p. 880.
[3] *Bull. soc. géol. de France*, 3e série, t. XIX, 1891, p. 291.

OPHITES

Distribution géographique des ophites dans l'Ariège.

Un coup d'œil jeté sur la carte géologique de l'Ariège permet de voir que les ophites se trouvent généralement dans le voisinage des massifs cristallins et non loin de leurs bords. Les pointements de ces roches ne sont pas disséminés sans ordre sur le territoire du département, mais affectent des directions, formant des lignes plus ou moins régulières qui contournent les terrains anciens. Le plus souvent, on constate la présence de failles sur le parcours de ces ophites. On peut dire qu'elles forment comme des traînées qui s'étendent sensiblement du sud-est au nord-ouest, mais dont la continuité est loin d'être parfaite. Il convient d'en distinguer plusieurs.

La ligne la plus méridionale d'ophites commence à l'est de Caussou par un pointement important qui se trouve dans le voisinage de la lherzolite. Plus loin, vers l'ouest, on remarque les ophites de Vernaux, de Lordat, de Vèbre et d'Appi. Il faut ensuite passer dans la vallée de Vicdessos pour retrouver cette roche; il y en a une masse assez considérable au nord-ouest de Lercoul et cette roche se montre également au sommet de la crête escarpée qui domine Vicdessos vers le sud.

Dans la région d'Aulus, l'ophite se montre à l'ouest du village, et le pic de Las. Greppios, qui regarde Ustou est constitué par cette roche. J'en ai découvert récemment une masse considérable dans la vallée de Rouzé en face de Couflens.

Au nord de cette traînée, on en trouve une autre plus importante; elle commence dans la vallée d'Arnave, au nord-est de Tarascon. A partir de ce point, on peut la suivre dans deux directions : il y a un pointement assez considérable à Quié. M. Mussy en signale à Arignac et à Banat. mais je n'en ai jamais vu dans ces localités.

Il faut aller au-delà de Col-de-Port, dans le canton de Massat, pour retrouver cette roche. On en voit de nombreux gisements à l'est de Boussenac, une grosse masse à Poumadé et la roche se montre encore dans la vallée de l'Arac, au bord de la route de Massat à St-Girons, au col de Boulogne. Plus loin, vers l'ouest, elle existe du côté d'Aleu et au nord-est de Sentenac où M. Mussy l'a signalée. J'ai pu vérifier l'exactitude de ces observations et j'en ai découvert dernièrement un affleurement au nord-est de Seix, à l'embranchement des chemins de Sentenac et d'Esbintz. Dans le Castillonnais, l'ophite se montre près de Bordes, de Salsein, de Castillon, à Cescan, à l'est et à l'ouest d'Audressein.

La ligne la plus intéressante d'ophites se trouve au nord de la feuille de Foix; elle commence à l'ouest de Montségur par un petit pointement situé au bord de la route qui conduit de ce village à Montferrier. Une autre masse plus importante se voit à St-Antoine; elle part du niveau de St-Paulet, au sud de ce village, se prolonge au-delà du chemin de Foix à Tarascon et va finir sur la rive droite de l'Ariège.

Il faut aller au-delà du Col-del-Bouich, dans la direction de St-Girons, pour

retrouver l'ophite. Elle se montre sur le versant septentrional du Mont-Constant et, de ce point aux rives du Salat, nous allons la suivre sans interruption.

Dans le ruisseau qui coule au sud de la route nationale, on en trouve de nombreux galets qui proviennent des flancs de la montagne. En effet, en se dirigeant vers la mine de plomb argentifère, on remarque une masse assez considérable d'ophite, à découvert dans les ravins, se présentant à l'état de terres jaunâtres envahies par la végétation sur d'autres points et c'est sous ce double aspect que cette roche peut être suivie sans peine jusqu'à La Bastide-de-Sérou. Ici, elle paraît s'étendre sur le côté droit de la route, au nord de cette localité, mais son existence est douteuse sur ce point, car un lambeau de glaciaire ne permet pas de voir nettement les choses. On pourrait bien avoir affaire au Lias inférieur ophitique, dont il sera question plus loin. Quant à la masse d'ophite que M. Mussy a figurée sur sa carte au sud de Suzan, elle n'existe pas et on ne voit guère de ce côté que du fer limonite.

La roche éruptive se montre à l'est de La Bastide-de-Sérou, le long de l'ancienne route de Foix à St-Girons, vers La Bourdette, Rugnas, Gamel où son développement est arrêté et, pour la retrouver, il faut aller au nord de la route nationale, à Ségalas. A partir de ce point, nous allons la suivre dans la direction de Castelnau-Durban, de la Plagnotte et de Rimont. Dans cette dernière localité, l'ophite est sableuse et une carrière est ouverte dans sa masse. Un peu plus loin, elle forme le monticule de Coumelongue et remonte vers Pujol. Passant ensuite sur le côté nord de la route, elle ne tarde pas à obliquer au sud, dans la direction de Souch-de-Baux, Tort, l'Ecrevisse, puis elle s'élève sur les hauteurs de Laquay et de Coch, d'où elle aboutit au Salat par le pointement de Palétés.

Sur la rive gauche de la rivière, on trouve cette roche au nord d'Eichel, dans les bois d'Anat, à Lacourt, et le long du chemin de Maurech.

Pour terminer la partie de cette étude relative à la situation géographique des ophites, il reste à relever les pointements qui existent au nord-ouest du département, dans le voisinage de la vallée du Salat.

On trouve cette roche entre Montgauch et Cazavet où elle forme une longue bande dirigée du sud-est au nord-ouest. M. Mussy l'a marquée sur sa carte à Bordes-Vieilles sur la rive gauche de la rivière et je l'ai vue au nord de Bonrepaux. Le village de Prat est bâti sur l'ophite ; elle forme les deux mamelons qui le dominent à l'est et à l'ouest.

Un des pointements ophitiques les plus importants de l'Ariège est celui qui existe à l'extrême limite du département, à l'est de Marsoulas. Le château de Castel-Bou est situé sur cette roche qui s'étend des deux côtés, à l'est et à l'ouest. Dans cette dernière direction, elle a son plus grand développement. Un peu plus loin, à Salies-du-Salat, on en trouve un autre pointement.

Relations des Ophites avec les autres roches éruptives et plus particulièrement avec les terrains sédimentaires.

Les relations des ophites avec les roches éruptives et avec les terrains sédi-

mentaires sont assez variables, ce qui pourrait expliquer la diversité des interprétations auxquelles l'étude de leur âge a donné lieu. L'historique de la question a montré qu'elles ont été signalées partout, depuis les assises tertiaires les plus récentes jusqu'aux roches éruptives les plus anciennes. Il en est à peu près de même dans l'Ariège. Je suivrai dans cette partie de mon travail l'ordre qui a été observé dans les autres.

L'ophite de Caussou n'avait pas encore été signalée, du moins à ma connaissance. Je l'ai vue en 1890 et M. Lacroix a déterminé sa position exacte en 1891. Ce gisement se trouve dans les calcaires blancs dolomitiques que je rapporte au jurassique. A Vernaux, elle est dans les schistes aux couleurs variées qui constitutent la base du Dévonien et celle de Lordat traverse les calcaires rougeâtres à goniatites du même terrain. L'Ophite de Vèbre, l'une des mieux connues et des plus belles, a traversé les schistes siluriens les plus anciens et enfin celle d'Appi se montre à la limite des schistes ardoisiers et des calcaires blancs jurassiques, non loin des gneiss qui forment la masse centrale du St-Barthélemy.

Si nous passons dans la région de Vicdessos, nous trouvons l'ophite de Lercoul dans le voisinage des calcaires jurassiques et, au pic de Rizouls, qui domine Vicdessos vers le sud, elle est dans le même terrain, dans sa partie moyenne. A Aulus, cette roche, qui a traversé le Dévonien d'une manière visible, est dans les calcaires dolomitiques jurassiques. Enfin, le pic de las Greppios, dont nous connaissons la constitution, porte sur ses flancs, là où la végétation n'est pas un obstacle aux observations, des schistes grisâtres où j'ai constaté l'existence d'empreintes végétales et qui paraissent appartenir au Dévonien.

Le pointement de Rouzé paraît être silurien.

Sur tout ce long parcours, on n'a jamais signalé le Trias.

L'étude de la deuxième ligne d'ophites présente des faits quelque peu différents.

Dans la région d'Arnave, l'ophite se trouve dans les argiles et le gypse triasiques. Les hauteurs de Quié sont couronnées par les calcaires urgoniens reposant sur le Jurassique et, au-dessous, on voit l'ophite avec une petite bordure d'argiles rougeâtres triasiques. Il paraît y avoir sur ce point, dans la direction du nord-ouest, une faille qui explique la présence des marnes du Gault très développées dans cette région. L'ophite de Banat se présenterait dans les mêmes conditions que celle de Quié.

Toute la région qui s'étend de Saurat à Massat est très faillée et à partir du col-de-Port, on voit apparaître le Trias et le gypse. La roche éruptive se montre à l'est de Boussenac où j'en ai relevé, en compagnie de M. Lacroix, un certain nombre de pointements dans les marnes du Trias qui renferment des lentilles de gypse et des quartz en grande abondance. A Poumadé, l'ophite qui se présente en masse ou à l'état bréchiforme, est en contact avec les schistes siluriens et, dans le voisinage, on voit les grès et argiles du Crétacé supérieur. Au col-de-Boulogne la roche est en relations, d'un côté avec le gneiss, de l'autre avec le Jurassique et le Crétacé inférieur. Les pointements qui existent du côté d'Aleu sont triasiques.

L'ophite de Seix supporte la brèche jurassique inférieure à l'embranchement

des chemins d'Esbintz et de Sentenac, mais dans la direction de ce dernier village, elle est en contact avec le gneiss, très décomposé sur ce point et à l'état d'arène. C'est à peu près dans les mêmes conditions que se trouverait le pointement signalé un peu plus loin entre Sentenac et Rogalle.

Dans le Castillonnais, l'ophite paraît être dans le voisinage du Jurassique, du Trias et même du gneiss.

La traînée ophitique qui existe au nord de la feuille de Foix et qui est la plus importante, a plus de continuité et en même temps une allure plus régulière au point de vue du gisement.

A Montségur cette roche, à peine visible, est dans le voisinage des schistes carbonifères et non loin de là se trouve un petit affleurement de Trias avec gypse.

A St-Paul-de-Jarat, elle est en contact avec le Dévonien qu'elle paraît avoir traversé. J'aurai l'occasion de revenir sur ce fait qui présente quelque intérêt.

Au-delà du col-del-Bouich, l'ophite est en relations, tantôt avec les schistes siluriens et carbonifères, sur d'autres points avec les grès et poudingues rougeâtres dont l'âge n'est pas encore déterminé et qui sont permiens ou triasiques, mais elle est le plus souvent dans les marnes irisées, ainsi que cela est visible à la Bastide-de-Sérou. Au delà de cette ville, elle supporte la brèche jurassique inférieure et il en est ainsi sur tout le parcours de Ségalas à Castelnau-Durban. Cependant, les sondages pratiqués sur plusieurs points pour le tracé de la voie ferrée, l'ont montrée enclavée parfois dans les marnes irisées et recouverte par une couche peu épaisse d'alluvions. Après Castelnau, l'ophite est dans les marnes irisées, mais à la limite du Trias et de l'Infra-lias. Ce contact s'observe jusqu'à Rimont et même plus loin, mais au sud de ce village, il existe des pointements de cette roche, un entre autres assez important du côté du hameau de Pujol où elle est en relations avec des calcaires dolomitiques et les argiles rouges et poudingues de la base du Trias. Dans la direction de St-Girons on n'observe pas de changements notables, mais après Farrajau l'ophite quitte la route et remonte vers le sud, en même temps que les terrains qu'elle accompagne. Elle ne tarde pas à obliquer vers le nord et à se montrer de nouveau au bord de la route, près de Tort, supportant la brèche jurassique inférieure.

Dans son parcours de ce point à Palétès, elle est la plupart du temps en contact avec le Trias, sur quelques points avec le Carbonifère et, sur la rive droite du Salat elle a traversé les marnes irisées.

Dans les bois d'Anat, la roche éruptive a percé des schistes siluriens et à Lacourt elle se montre dans un affleurement des marnes irisées ; il est vrai que de l'autre côté, vers l'ouest, elle avoisine le gneiss, ce qui indique l'existence d'une faille dont les effets sont très visibles sur ce point.

L'examen des ophites de la vallée du Salat, en aval de St-Girons, révèlent des faits quelque peu différents de ceux que nous avons observés jusqu'ici. Entre Cazavet et Montgauch il existe une masse d'ophite allongée du sud-est au nord-ouest. Le Gault repose des deux côtés sur la roche éruptive sans aucune trace de métamorphisme. Elle est d'ailleurs le prolongement de celle de Prat.

A Bordes-Vieilles, sur la rive droite de la rivière, on a signalé un autre poin-

tement dans le voisinage du Jurassique et du Gault. C'est à peu près dans la même situation que se trouve celle de Bonrepaux. Sur ce point, on exploite le gypse qu'accompagnent les marnes du Trias. En face, à Prat, l'ophite est très visible des deux côtés du village sous le château et dans la direction de Saint-Girons. En bordure, on voit les marnes noires du Gault, mais à Feuillerat, non loin de la route qui mène Gazavet, j'ai vu des marnes irisées en contact avec la roche éruptive.

La masse ophitique qui a une si grande étendue à l'est de Marsoulas est bordée à l'ouest et au nord par le Tertiaire et le Crétacé supérieur, à l'est par le glaciaire, au sud par le calcaire à Miliolites et le Cénomanien ; mais dans le voisinage immédiat se trouvent les marnes irisées et plusieurs carrières importantes ont été ouvertes dans le gypse.

Enfin à Salies-du Salat, dans la Haute-Garonne, il y a une butte ophitique en plein Trias, avec calcaire jaune dolomitique, marnes irisées et source salifère.

Age des ophites.

L'étude des relations des ophites avec les autres terrains semble démontrer que ces roches sont venues au jour à des époques différentes et qu'au point de vue de leur âge géologique elles peuvent être rattachées à un grand nombre de termes de la série sédimentaire, ce qui donnerait satisfaction aux savants qui se sont occupés de cette question. Je crois, qu'en ce qui concerne l'Ariège, ces diverses interprétations ne peuvent pas être admises, que ces roches appartiennent toutes à la même époque et que le fait, si évident sur certains points, que je ferai connaître peut être généralisé.

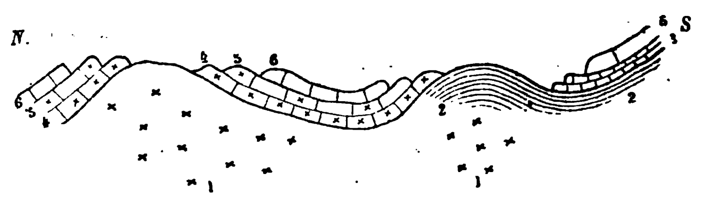
Les ophites ont fourni de nombreux éléments au poudingue de Palassou. Ainsi, au-delà de St-Jean-de-Verges, dans la direction de Loubens, on peut voir dans ce terrain toutes les variétés de ces roches éruptives qui existent dans la Haute-Ariège et celle de Vèbre y est abondante. Les galets sont de grosseur variable et leur nombre diminue à mesure que l'on s'éloigne de la rivière. Il est évident que l'Ariège a charrié ces matériaux. Si nous descendons dans la série géologique, nous constatons que l'ophite n'existe pas dans le poudingue danien, du moins à ma connaissance. Ce fait doit paraître surprenant, mais l'éloignement des pointements ophitiques peut l'expliquer, si on considère que les phénomènes auxquels peuvent être attribués la formation de ces deux poudingues, n'ont pas eu la même intensité. Les éléments des assises daniennes semblent avoir été empruntés aux terrains qui existent dans les régions voisines ; dans le poudingue de Palassou, toutes les roches de la Haute-Ariège se retrouvent.

Je n'ai pas vu de galets d'ophite dans les poudingues du Sénonien, mais un examen plus attentif pourrait peut-être en faire découvrir du côté de Marsoulas où j'ai signalé cette roche. Plus bas, on en trouve dans le conglomérat cénomanien. Entre Bordes-Vieilles et Tourtouse, cette formation qui est très puissante et se dresse comme une haute muraille, sur le côté gauche de la route, renferme des galets de granite, de gneiss et d'ophites variées que la société géologique a pu voir en 1882.

Ainsi, c'est plus bas dans la série qu'il faut chercher l'époque de la venue de ces roches. Une observation que j'ai faite l'année dernière m'a confirmé dans une opinion que j'avais déjà émise, à savoir que l'ophite est triasique.

Si on quitte la route nationale de Foix à St-Girons, entre Vic et Ségalas, pour se diriger du côté d'un hameau appelé Canal, en suivant un étroit chemin longeant un petit affluent du ruisseau l'Artillac, on coupe d'abord la brèche jurassique inférieure que j'ai rapportée au Lias inférieur. Les bancs supérieurs de cette formation ne renferment pas du calcaire et on reconnaît là les éléments de l'Infra-Lias, c'est-à-dire des fragments de calcaire schisteux et de calcaire lithographique. Cette brèche est très caractéristique et elle se trouve sur tous les points de l'Ariège où existe le Jurassique. Lorsque cette formation avoisine les terrains primaires ou les roches cristallines, elle en renferme les éléments, tels que schistes siluriens, calcaire dévonien, fragments de granite, de gneiss et sa composition varie par conséquent, mais certains caractères persistent, de sorte que non seulement elle est toujours reconnaissable, mais même il est impossible de la méconnaître. C'est un excellent point de repère qui m'a toujours été très utile. Dans les bancs de la partie moyenne de Ségalas on trouve quelques fragments d'ophite et à mesure que l'on se rapproche de la base, cet élément devient plus abondant et finit même par constituer entièrement la brèche. Au-dessous, on trouve l'ophite compacte formant de petits dômes qui paraissent avoir été ravinés.

Un peu plus loin, l'ophite supporte les marnes irisées ; celles-ci sont recouvertes par un lambeau d'Infra-Lias qui lui-même est surmonté par la brèche liasique dans laquelle il y a la plupart du temps des fragments d'ophite; c'est ce que j'ai désigné par le chiffre 5, le terme 6 ne renfermant que du calcaire.



1, Ophite. — 2, Marnes irisées. — 3, Infra-lias. — 4, Brèche ophitique. — 5, Brèche ophitique et calcaire. — 6, Brèche calcaire.

On doit conclure de ces faits que la roche éruptive était déjà venue au jour à l'époque où s'est formé le Lias inférieur, c'est-à-dire la brèche. Celle-ci indique une interruption dans la sédimentation et il est admis que les roches de cette nature se sont formées sur place, aux dépens des terrains préexistants, par l'effet de phénomènes dont je n'ai pas à m'occuper. Là où il y avait des pointements ophitiques, le lias inférieur leur a emprunté ses éléments constitutifs. Partout ailleurs, il les a pris à l'Infra-Lias, aux terrains primaires ou aux roches cristallines. Dans cette région, l'ophite forme des monticules arrondis; elle a dû percer les terrains antérieurs à son apparition et il est possible que sur certains points elle n'ait pas été recouverte par l'Infra-Lias. Dans tous les cas les phénomènes de ravinement peuvent expliquer l'absence de ce terrain au-dessous du Lias inférieur, lacune qui peut être constatée en divers endroits. Là où les

marnes irisées se montrent en contact avec la roche éruptive, elles sont redressées plus ou moins, tout en ayant conservé leur statification et l'Infra-Lias repose en concordance sur elles.

Les mêmes observations peuvent être faites dans d'autres localités au delà de Ségalas, sur le bord de la route nationale et principalement sur les hauteurs qui dominent Castelnau-Durban vers le nord. Ici la brèche jurassique a une grande importance et on y trouve également le Trias et l'Infra-Lias. A Rimont, les faits sont moins apparents, mais encore visibles. L'ophite se montre au sud de la route où elle est surtout en relations avec les calcaires dolomitiques et le grès rouge. Le mamelon de Coumelongue, entièrement ophitique, présente en certains endroits des lambeaux de brèche et même d'Infra-Lias. En quittant Rimont, on voit des pointements d'ophite comme pincés dans les marnes irisées ou en contact avec l'Infra-Lias. Audelà de Lescure, à Lort, la brèche jurassique, ophitique à la base, repose sur la roche éruptive. A partir de cette localité tout le système se dirige vers le sud, du côté de Palètès et les accidents de terrain, les cultures empêchent de voir nettement ce qui se passe. Néanmoins, de loin en loin, on peut observer quelques-uns des faits que j'ai signalés. A Palètés le Lias inférieur ne paraît pas être en contact avec l'ophite, qui est intermédiaire entre le grès rouge et les marnes irisées. A Lacourt elle semble s'être épanchée au sein des marnes triasiques et à l'est, elle touche le gneiss.

Ce n'est qu'entre Cadarcet et St-Girons que les choses se passent ainsi que je viens de l'exposer, mais un peu plus vers le nord, sur des points où M. Mussy a signalé la roche éruptive, sur le bord de la route de Lescure au Mas d'Azil, au sud et au nord de Clermont, on remarque la brèche jurassique presque entièrement constituée par l'ophite, mais la roche en masse ne s'observe guère.

Sur le parcours des autres traînées ophitiques, les choses ne se passent pas absolument de même, mais quelques-uns des faits les plus caractéristiques peuvent être observés. Ainsi entre Arnave et Massat on voit la brèche jurassique dans le voisinage, par exemple à Col-de-Port. A Poumadé elle est entièrement formée par l'ophite ; au col de Boulogne cette brèche, dans laquelle n'entre que l'élément calcaire, est très rapprochée du pointement que j'ai signalé dans cette localité. Au nord de Seix l'ophite apparaît sous la brèche.

On sait qu'il n'y a pas de Trias entre Prades et Aulus et que le contact de l'ophite avec les terrains sédimentaires est variable. On la trouve quelquefois en relations avec la brèche jurassique dont les éléments ne sont plus les mêmes. Sur un point, au nord-est de Lordat, j'ai déjà signalé dans un autre travail des fragments de la roche éruptive empâtés dans le calcaire blanc dolomitique qui ne présentait aucune trace d'altération. Au sud de Vicdessos il y a aussi quelques vestiges de brèche ophitique.

Je dois conclure de ce qui précède que l'arrivée des ophites a été antérieure à la période jurassique. Depuis l'Infra-Lias jusqu'aux terrains les plus récents, on ne les trouve qu'à l'état détritique et aucun d'eux ne présente des phénomènes métamorphiques dus à leur action. Afin de préciser l'époque de leur venue, il me paraît nécessaire d'étudier leurs relations avec les terrains de la série primaire.

Il est assez difficile, je crois, d'observer des actions métamorphiques sur les schistes et, d'autre part, il ne m'a pas été possible de voir leur contact immédiat avec les ophites par suite de la décomposition due aux agents atmosphériques et à la prédominance de la végétation, mais il n'en est pas de même pour le Dévonien. A St-Antoine, au bord de la route de Foix à Tarascon, les calcaires amygdalins sont adossés à une masse d'ophite décomposée; ils sont fortement altérés, leurs teintes vives ont disparu, des traînées schisteuses noirâtres s'observent dans leur masse et la stratification y est devenue très confuse. Il y a là des calcaires magnésiens gris à veines blanches, renfermant des cristaux de pyrite de fer, des calcaires rouges, des couches pyriteuses dont la surface est couverte d'efflorescences, le tout reposant sur une brèche noirâtre désagrégée intercalant des lits schisteux de même couleur. Plus loin on voit une succession de couches schisteuses, de lits verdâtres, de brèches, d'argiles noires, de bancs schisteux à phtanites et enfin des calcaires à goniatites. C'est au contact que ces faits s'observent et au-delà, les calcaires ont conservé leur physionomie habituelle.

A Ségalas, sur la route de St-Girons, on remarque à la surface de l'ophite, au-dessous de la brèche, des fragments de calcaire formant des aspérités, mais ne présentant aucune trace d'altération; ils paraissent comme soudés à la roche éruptive ou incrustés dans les dépressions ; mais en cassant l'ophite j'ai recueilli un fragment de porphyrite, des galets de granite ou de gneiss décomposés et quelques morceaux de calcaire rouge dévonien présentant des traces d'altération. Ces échantillons ont été soumis à l'examen de M. Lacroix et si une action métamorphique est constatée, il sera prouvé que l'ophite a traversé le Dévonien. Dans le cas contraire, il y aurait lieu de supposer que la roche éruptive est plus ancienne que ce terrain.

Je n'ai rien observé dans ses relations avec le Carbonifère, qui est représenté dans l'Ariège par des schistes terreux, généralement décomposés. Je crois devoir ajouter, qu'ayant eu l'occasion d'examiner un poudingue à grains de quartz blanc laiteux ou noir, analogue à celui qui existe dans le Carbonifère de l'Hérault, je n'y ai jamais vu de débris d'ophite; il est vrai que le banc est peu épais et ne se montre pas sur tous les points où ce terrain a été signalé.

La même remarque peut être faite au sujet des grès rouges et des poudingues qui se trouvent à la base du Trias et qui ont une grande importance dans une région où l'ophite est abondante, entre Foix et St-Girons. Ce système me paraît être en discordance avec le Carbonifère et toutes les assises en sont fortement redressées. En descendant du hameau de Pujol vers Rimont, on coupe des grès et des poudingues dans lesquels on remarque des filons de barytine et des traces d'azurite, puis viennent des terres sableuses jaunâtres qui ne sont autres que de l'ophite décomposée, mais on ne tarde pas à trouver la roche massive. Sur les pentes roulent des nodules plus ou moins volumineux; c'est l'ophite en boules que M. Macpherson a signalée à Biarritz et qu'il n'a pas vue ailleurs. A ce niveau existent quelques bancs de calcaires dolomitiques et des assises marneuses, le tout adossé à l'ophite. Puis cette roche reparaît et constitue le mamelon de Coumelongue, au-delà duquel on voit les marnes irisées. Ces diverses assises

sont presque verticales et reposent sur la roche éruptive qui semble avoir exercé une poussée dont le résultat aurait été leur redressement. M. Virlet d'Aoust, qui connait cette région, a cru voir que l'ophite, roche sédimentaire, s'appuyait au sud sur les grès rouges, tandis qu'au nord elle était recouverte en concordance par les marnes irisées. C'est cette dernière disposition qui existe des deux côtés et la manière d'être de l'ophite est bien celle d'une roche éruptive. Un autre partisan de l'origine sédimentaire de cette roche, Dieulafait, a visité cette localité et fait des observations qui viendraient à l'appui de sa thèse; il a vu du côté de Lescure la brèche ophitique dont les éléments sont soudés les uns aux autres de manière à lui donner l'apparence d'une roche massive. J'ai tout d'abord reconnu le caractère détritique de cette assise et cette première observation m'a permis d'affirmer que le Lias inférieur était postérieur à l'éruption ophitique. Partout, dans l'Ariège, l'Infra-Lias est en concordance avec la brèche et lui a fourni une partie de ses éléments; il n'est donc pas possible d'admettre qu'il s'est passé entre la formation de ces deux terrains un fait marquant comme une poussée éruptive qui aurait donné au premier une allure particulière. Tout fait supposer qu'après le dépôt du Trias les ophites ont fait leur apparition et légèrement accidenté des régions que la mer de l'Infra-Lias a pu recouvrir. Ailleurs elles ont peut-être formé des récifs qui sont restés émergés très longtemps ou d'une manière définitive, à moins, toutefois, que les phénomènes d'érosion n'aient exercé sur ces points leur action destructive. Les mouvements du sol qui se sont produits depuis le dépôt du Trias ont pu amener au jour ce qui était dans les profondeurs et il n'y aurait rien d'étonnant à ce que l'ophite, roche très dure, eût résisté aux dénudations, tandis que les terrains recouvrants étaient enlevés. L'une de ces deux versions peut expliquer l'existence de quelques protubérances ophitiques, telles que le pic de Las Greppios dans la région d'Aulus, celles de Lordat, de Marsoulas, de Salies-du-Salat, etc...

De ce qui précède, il m'est permis de conclure que l'ophite a fait son apparition à la fin de la période triasique ou plutôt avant le dépôt des marnes irisées. Le Trias n'existant pas dans certaines parties de l'Ariège, dans la région montagneuse la plus élevée, la roche éruptive a exercé sa poussée à travers les assises siluriennes ou dévoniennes. Là où elle a traversé le Trias et rencontré des calcaires, son action métamorphique a déterminé la production du gypse. En effet cette roche existe dans la plupart des localités, là où il y a des marnes irisées et de l'ophite. D'autre part, le gypse ne se trouve pas où il n'y a point d'ophite, par exemple aux environs de Foix, sur les deux versants du Pech, entre cette ville et Pereille, sur les hauteurs de Labat au sud de St-Paul-de-Jarrat.

Cette constance des roches ophitiques dans le Trias avait frappé des géologues éminents, entre autres M. Hébert qui les a toujours considérées comme synchroniques de ce terrain. Je suis heureux d'apporter des preuves à l'appui de l'opinion de mon savant maître. D'autres ont pensé qu'il n'était pas possible de préciser leur âge et que leur apparition s'était prolongée pendant les périodes secondaires et tertiaires. Mais leur interprétation ne repose que sur un seul fait, la présence de ces roches dans le voisinage ou au sein même de ces divers terrains.

Au premier abord, cette considération paraît avoir de la valeur et ce n'est pas sans surprise que j'ai constaté l'existence des ophites dans le Gault, dans le Crétacé supérieur et même au contact du Tertiaire. Mais une étude attentive des localités où les choses se passent ainsi, m'a donné l'explication de ces anomalies. Partout, à Prat, Bonrepaux, Marsoulas, Salies-du-Salat j'ai vu les marnes irisées, si caractéristiques du Trias. Elles sont absolument semblables à celles dont l'âge n'est pas contesté. Leur nature minéralogique est la même, leurs marnes sont aussi variées, elles renferment les mêmes cristaux de quartz bipyramidé; enfin elles sont stratifiées. Si ces marnes étaient venues en même temps que les ophites, comment admettre cette stratification si apparente, ces alternances de couleur, telles que le rouge succède au violet, celui-ci au blanc, au vert, etc...? Si telle était leur origine, nous nous trouverions en présence d'une masse confuse dans laquelle une partie quelconque présenterait toutes les nuances. Y a-t-il des phénomènes contemporains de l'émission de ces argiles ou postérieurs à leur apparition qui pourraient expliquer cette différentiation si caractéristique de dépôts successifs ? Je ne le crois pas. Presque partout les marnes irisées isolent l'ophite des terrains jurassiques, crétacés ou tertiaires. Là où il n'en est pas ainsi et où cette roche est en contact immédiat avec ces terrains, ce qui est l'exception, l'existence de failles suffit pour expliquer ce voisinage anormal.

Si les Ophites de l'Ariège datent du Trias, ce que je me suis efforcé d'établir, il est à supposer qu'il en est de même dans d'autres régions. M. Choffat, qui admet l'origine éruptive de ces roches, a vu dans leur voisinage des marnes rouges gypsifères à cristaux de quartz et des calcaires qu'il rapporte à l'Infra-lias. Il est permis de supposer que les faits se passent à Dagorda et dans toutes les Pyrénées de la même façon que dans la région que j'ai étudiée. J'espère que de nouvelles recherches ayant pour point de départ les indications précises que j'ai données, viendront confirmer l'exactitude de mes observations.

LHERZOLITES

Distribution géographique des lherzolites dans l'Ariège

L'extension des lherzolites n'est pas considérable et leurs pointements, moins nombreux que ceux des ophites, se trouvent tous dans la région élevée de l'Ariège, sur une ligne assez irrégulière allant de l'est à l'ouest. Elles font partie d'un massif montagneux que l'Ariège coupe en deux parties et dont les points culminants sont le St-Barthélemy, à l'est, le pic des Trois Seigneurs, à l'ouest. C'est sur le versant méridional de ce système que les lherzolites sont venues au jour.

En partant de l'est pour se diriger vers l'ouest, le premier pointement que l'on rencontre est situé sur la route de Belcaire à Prades; il y a là, au bord du chemin, à droite, deux petits amas de lherzolite décomposée qui n'avaient pas encore été signalés. Je les ai vus pour la première fois l'année dernière. Plus loin, le pic qui domine le village de Prades au nord-est, est constitué par cette

roche. M. Mussy en a marqué deux pointements un peu plus au nord, dans le voisinage du signal de Caussou, un des sommets du St-Barthélemy. La lherzolite forme la presque totalité du pic de Géralde et un peu plus au sud, le long du chemin muletier qui conduit du col de Marmare à Luzenac, j'en ai signalé trois pointements, l'un au bord du chemin et les deux autres sur les hauteurs du bois de Fajou. Pour retrouver cette roche, il faut aller dans le canton de Vicdessos. Celle de Sem est connue depuis longtemps, et il en est de même des deux amas qui existent à l'ouest d'Arconac. Au sud de la rivière du port de Suc, sur les hauteurs du pic de Paloumère et des sommets voisins, nous en avons relevé, au cours de la dernière campagne, M. Lacroix et moi, une série de pointements qui relient ceux des environs de Vicdessos à la lherzolite de l'étang de Lherz. Je ne connais pas d'autres gisements de ces roches dans l'Ariège.

Tous les pointements de lherzolite de l'Ariège se trouvent dans un terrain dont l'étude a donné lieu à de nombreuses interprétations; il s'agit du *calcaire primitif* de Charpentier dont on a fait du Dévonien, du Crétacé etc... et qui doit être rapporté au Jurassique.

Age des Lherzolites
Relations des Lherzolites avec les terrains sédimentaires

J'ai cru pendant quelques temps que les lherzolites de l'Ariège étaient venues à l'époque du Jurassique supérieur; des observations récentes me permettent d'établir qu'elles sont un peu plus anciennes.

Le Jurassique de ce département, comprend l'Infra-lias, le Lias dans lequel on peut reconnaître trois termes et un étage supérieur que M. Hébert a rapporté au Corallien. Il présente deux faciès, suivant qu'il est étudié dans la partie montagneuse, ou dans les petites Pyrénées. Dans la région de Foix et dans celle de St-Girons, il est grisâtre ou noirâtre et sa composition est celle que je viens de faire connaître; c'est dans son voisinage que se tiennent les ophites. Dans la région montagneuse, où nous allons étudier les lherzolites, il est blanc à la partie supérieure, grisâtre ou blanchâtre à la base, noir et schisteux à la partie moyenne. Je ne crois pas qu'il soit possible de distinguer dans l'ensemble une zone pouvant être rapportée à l'Infra-lias, mais le Lias existe avec ses deux parties inférieures. J'ai dit que la partie supérieure représente le Corallien d'Hébert.

A la base on trouve une brèche d'un calcaire blanc dolomitique renfermant la plupart du temps d'autres éléments, tels que schistes, fragments de granite et de gneiss; c'est sa manière d'être dans la région de Prades. Ici, le lias inférieur est en contact avec le gneiss à Montaillou, avec des schistes maclifères, des calcaires dévoniens ou des schistes carbonifères sur d'autres points. Dans la région du port de Saleix on trouve dans la brèche un autre élément, une diabase dont il y a un pointement non loin du port, à l'est. Cette brèche repose sur le gneiss et en divers endroits, elle est en contact par faille avec le granite de Bassiès.

A la partie moyenne, on voit un système de calcaires schisteux, noirâtres, présentant parfois une teinte rougeâtre; c'est le Lias moyen fossilifère. Il ren-

ferme les fossiles caractéristiques de ce niveau dans la gorge de la Frau où je les ai signalés pour la première fois, au col de Saleix et enfin à l'ouest du pic de Montbéa où Dufrénoy les avait vus.

La partie supérieure est constituée par un calcaire blanc dolomitique, dans lequel il y a une brèche sur laquelle j'aurai l'occasion de revenir. Ce niveau est le même partout, de l'extrémité orientale de ce département à la limite occidentale.

J'ai eu l'occasion d'étudier ce système en compagnie de M. Lacroix et, à l'époque où je considérais les lherzolites comme contemporaines du Jurassique supérieur, mon savant confrère a vainement cherché au contact des traces du métamorphisme qui pouvait être attribué à cette roche éruptive. Nous avons été amenés naturellement à penser qu'elles étaient plus anciennes. Si les calcaires appartenant à ce terme ne présentent aucune trace d'altération, il n'en est pas de même du Lias moyen. Celui-ci, qui est composé de calcaires noirs ou roux, avec marnes de même couleur, intercalés sur certains points où il n'y a pas de lherzolite, devient schisteux là où la roche existe. Les assises paraissent bouleversées, brèchiformes ; il y a là des bancs de quartzites noirs très durs, des veines cristallines, des filons de quartz comme nous l'avons remarqué au port de Saleix. Le faciès de la couche est tel, surtout dans cette région, qu'il me paraissait impossible de les rapporter au Lias. J'avais, il est vrai, trouvé des débris de pectens, un fragment de nautile dans des calcaires noirâtres, mais les couches schisteuses, dures, luisantes, avec quartz, nous semblaient appartenir aux terrains primaires du voisinage. L'année dernière, nous avons trouvé dans ces assises des surfaces entièrement couvertes de pectens, si caractéristiques du Lias moyen et de nombreuses belemnites ; il est permis de supposer que ce système a subi l'action de la roche éruptive. C'est à la partie supérieure de ce Lias et principalement à la base du Jurassique supérieur que l'on trouve la couzeranite, mais la présence de cet élément cristallin ne doit pas être attribuée à l'action de la lherzolite, telle paraît être du moins l'opinion de M. Lacroix.

Les assises liasiques et la lherzolite sont recouvertes par le Jurassique supérieur, pas entièrement toutefois, car la roche éruptive émerge et apparait sur les points culminants du système. Le contact entre elle et le calcaire dolomitique s'effectue par une brèche qui se montre sur quelques points ; elle ne renferme que de la lherzolite à la base, mais cet élément disparaît insensiblement pour faire place au calcaire ; fréquemment on trouve des fragments de la roche empâtés dans le calcaire. Il se passe donc ici ce que j'ai déjà signalé pour l'ophite, et il paraît évident que la lherzolite, venue après le dépôt du Lias, a fourni ses premiers éléments à la brèche supérieure jurassique; les phénomènes de métamorphisme que nous avions inutilement recherchés à ce niveau ont pu se produire plus tôt. J'en ai signalé quelques-uns et sans doute M. Lacroix les décrira avec plus de compétence et en fera connaître de plus intéressants.

N'ayant fait cette étude qu'au point de vue stratigraphique, je devais me borner à établir que la lherzolite est venue au jour après le dépôt du Lias moyen.

N° 14. Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le bassin de Paris, par GUSTAVE F. DOLLFUS. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte et 1 carte. . . . . 4 fr. 75

N° 15. Note sur la formation géologique du Forez et du Roannais par LE VERRIER, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 41 figures dans le texte et 4 planches. . . . . 4 fr. 75

N° 16. I. Note sur les sables de la vallée d'Apt, par KILIAN, de la Faculté des sciences de Grenoble, et F. LEENHARDT, de la Faculté théologique protestante de Montauban. — II. Note sur la découverte de l'horizon du Montaiguet à *Bulimus Hopei* dans le bassin d'Apt, par DEPÉRET et LEENHARD. — III. Note sur le Pliocène et sur la position stratigraphique des couches à Congéries de Théziers (Gard), par DEPÉRET. 1 brochure grand in-8°, avec 10 figures dans le texte et une planche. . . . . 1 fr. 75

N° 17. Note sur la structure des Corbières, par EMM. DE MARGERIE, 1 brochure grand in-8 avec 3 figures dans le texte et une planche. . . . . 2 fr. 50

N° 18. I. Note sur la continuation de la chaîne de la Sainte-Beaume, II, III, IV et V. Notes sur quelques points de la feuille de Castellane, par PH. ZURCHER. 3 fr. 25

N° 19. Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Sud-Ouest de la France, par VASSEUR . . . . 0 fr. 75

N° 20. Etude sur la constitution géologique du Massif de la Vanoise, par TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'Ecole de Saint-Etienne. 1 volume grand in-8°, avec 58 figures dans le texte, une carte géologique et 9 planches . . . . . . 10 fr.

N° 21. Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises, par ÉMILE HAUG, docteur ès-sciences, chef des travaux pratiques au Laboratoire de géologie de la Faculté des sciences de Paris. 1 volume grand in-8°, avec figures dans le texte, une carte géologique et 3 planches. 10 fr.

N° 22. Note de M. MICHEL LÉVY sur les derniers travaux de G. Maillard. II. III. Note sur les diverses régions de la feuille d'Annecy, par G. MAILLARD. 1 brochure grand in-8°, avec 45 figures dans le texte . . . . 2 fr. 50

N° 23. I. Contribution à la géologie de l'Oise. Notice géologique de Beauvais, par H. THOMAS, contrôleur principal des mines, chef des travaux graphiques de la carte géologique de la France. — II. Note sur le trias de l'Ariège et de l'Aude par C. DE LACVIVIER, proviseur du lycée de Montpellier. 1 brochure grand in-8° avec figures dans le texte . . . . 1 fr. 50

N° 24. Le Massif d'Allauch, par M. BERTRAND, ingénieur en chef des mines, professeur de géologie à l'Ecole nationale des Mines. 1 brochure grand in 8 avec 28 figures dans le texte et 2 planches . . . . 3 fr. 50

N° 25. Etude sur la craie supérieure. La craie des Corbières par M. A. DE GROSSOUVRE, ingénieur en chef des Mines, avec 5 figures dans le texte. . . . . 0 fr. 75

N° 26. Étude sur les massifs du Chablais compris entre l'Arve et la Drance : (Feuilles de Thonon et d'Annecy) par M. AUG. JACCARD, professeur de géologie à l'Académie de Neufchâtel (Suisse). 1 br. gr. in-8° avec 44 fig. dans le texte. 2 fr. 25

N° 27. Note sur la prolongation vers le sud de la Chaîne des Aiguilles Rouges, montagnes de Pormenaz et du Prarion, par M. A. MICHEL LÉVY, Ingénieur en chef des Mines, Directeur du service de la carte géologique détaillée de la France. 1 brochure grand in-8° avec 7 planches et 18 figures . . . . 3 fr. 50

N° 28. Description géologique du Velay, par MARCELLIN BOULE. 1 brochure grand in-8° avec 11 planches et 80 figures dans le texte. . . . . 12 fr. »

N° 29. Contact du Jura méridional et de la zone subalpine aux environs de Chambéry (Savoie) par M. HOLLANDE. 1 brochure grand in-8 avec 23 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 30. Etudes sur le Plateau central. — I. La Vallée du Cher dans la région de Montluçon, par L. DE LAUNAY, ingénieur des mines, professeur à l'Ecole nationale des mines. 1 brochure grand in-8 avec 23 figures dans le texte et 6 planches. 3 fr. 50

EXTRAIT DU CATALOGUE

Carte géologique de la France au 80 millième. — Carte géologique détaillée de la France à l'échelle du 80 millième publiée par le ministère des Travaux publics, comprenant 267 feuilles de 94 centimètres sur 72 centimètres.

PRIX DE CHAQUE FEUILLE ACCOMPAGNÉE DE SA NOTICE EXPLICATIVE :

En feuilles.......... 6 fr. »
Collée sur toile et pliée.......... 10 fr. »

Carte géologique de la France au millionième. — Carte géologique de la France à l'échelle du millionième exécutée en utilisant les documents publiés par le service de la carte géologique détaillée de la France par un comité composé de MM. Barrois, Bergeron, Bertrand, Depéret, Fabre, Fontannes, Fouqué, Gosselet, Jacquot, Lecornu, Lory, Michel Lévy, Potier et Vélain, sous la direction de MM. Jacquot, inspecteur général des mines, et Michel Lévy, ingénieur en chef des mines, 4 feuilles de 65 centimètres sur 60 centimètres, imprimées, en 41 couleurs.

Prix : Collée sur toile et pliée.......... 15 fr. »
Collée sur toile, montée sur rouleaux et vernie.......... 20 fr. »
En feuilles.......... 9 fr. 50

Ajouter 1 fr. 35 par envoi pour l'emballage et l'affranchissement des cartes en feuilles, et 2 fr. 25 pour l'emballage et l'affranchissement des cartes montées sur rouleaux.

Carte géologique des environs de Paris. — Carte géologique des environs de Paris à l'échelle du 40 millième, par G. Dollfus, publiée par le ministère des Travaux publics, comprenant 4 feuilles de 84 centimètres sur 64 centimètres.

Prix : En feuilles.......... 15 fr. »
Collée sur toile et pliée.......... 25 fr. »

Carte géologique de l'Algérie. — Carte géologique de l'Algérie à l'échelle de 800 millième, publiée par le ministère des Travaux Publics, sous la direction de MM. Pomel, directeur de l'École supérieure des sciences d'Alger et Pouyanne, ingénieur en chef des mines, 4 feuilles de 78 centimètres sur 58 centimètres, accompagnées d'un volume grand in-8°.

Prix : Collée sur toile et pliée. . . . . 21 fr. »
Collée sur toile, montée sur rouleau et vernie. . . . . 26 fr. »
En feuilles. . . . . 15 fr. »

Ajouter 1 fr. 35 par envoi pour l'emballage et l'affranchissement des cartes en feuilles et 2 fr. 25 pour l'emballage et l'affranchissement des cartes montées sur rouleaux.

Traité de minéralogie. — Traité de minéralogie à l'usage des candidats à la licence ès-sciences physiques et des candidats à l'agrégation des sciences naturelles, par Wallerant, professeur à la Faculté des sciences de Rennes. 1 volume grand in-8 avec 341 figures dans le texte.......... 12 fr. 50

Les Minéraux des roches. — Les minéraux des roches. 1° Application des méthodes minéralogiques et chimiques à leur étude microscopique, par A. Michel Lévy, ingénieur en chef des mines ; 2° données physiques et optiques, par A. Michel Lévy et Lacroix. 1 volume grand in 8, avec de nombreuses figures dans le texte et une planche en couleur.......... 12 fr. 50

Roches éruptives. — Structures et classification des roches éruptives, par A. Michel Lévy, ingénieur en chef des mines. 1 vol. grand in-8.......... 5 fr. »

Minéraux des roches. — Tableaux des minéraux des roches : résumé de leurs propriétés optiques, cristallographiques et chimiques, par A. Michel Lévy et A. Lacroix. 1 volume in-4°, cartonné.......... 6 fr. »

Géologie appliquée. — Géologie appliquée à l'art de l'ingénieur, par E. Nivoit, ingénieur en chef des mines, professeur à l'École des ponts et chaussées, 2 volumes grand in-8, avec de nombreuses figures dans le texte.......... 40 fr. »

Laval. — Imprimerie et stéréotypie E. JAMIN, 8, rue Ricordaine.

MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS

BULLETIN DES SERVICES
DE LA
CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE
ET DES
TOPOGRAPHIES SOUTERRAINES

N° 32. — Tome IV 1892-1893. — Décembre 1892.

LE MÔLE

ET LES COLLINES DE FAUCIGNY (HAUTE-SAVOIE)

PAR

M. MARCEL BERTRAND
Ingénieur en chef des Mines,
Professeur de géologie à l'École des Mines

Avec une carte et 27 figures dans le texte

PARIS
LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET Cie, ÉDITEURS
15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15
MÊME MAISON A LIÈGE, RUE DES DOMINICAINS, 7
1893

Le Bulletin de la Carte Géologique de la France paraît par contenant chacun un mémoire complet, dont la réunion forme chaque année un beau volume grand in-8° accompagné d'un grand nombre de planches, avec de nombreuses figures intercalées dans le texte.

Prix de l'abonnement ou de l'année parue. . . . . . . 20 fr.
(Les trois premières années sont en vente)

Il a été tiré à part un certain nombre d'exemplaires de chacun des bulletins destinés à être vendus séparément aux prix suivants:

N° 1. Étude sur le massif cristallin du Mont-Pilat, sur la bordure orientale du Plateau Central, entre Vienne et Saint-Vallier, et sur la prolongation des plis synclinaux houillers de Saint-Étienne et Vienne, par Termier, ingénieur des mines, professeur à l'Ecole de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 28 figures dans le texte et 2 planches. . . . . 3 fr. 75

N° 2. Note sur les terrains d'alluvions des environs de Lyon, par Delafond, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 25

N° 3. Note sur l'existence des phénomènes de recouvrement dans les Pyrénées de l'Aude, par L. Carez, docteur ès sciences naturelles, 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 00

N° 4. Note sur les roches primitives de la feuille de Brives, par L. De Launay, ingénieur des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . 0 fr. 75

N° 5. Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille, par Ch. Depéret, professeur à la faculté des sciences de Lyon. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 6. Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville, et de la région comprise entre Le Buet et Sallanches (Haute-Savoie), par Gustave Maillard, conservateur du musée d'Annecy. 1 brochure grand in-8°, avec planches . . 5 fr. 25

N° 7. Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom (Finistère), par Charles Barrois, professeur-adjoint à la Faculté des Sciences de Lille. 1 volume grand in-8°, avec 23 figures dans le texte et 1 planche. . . . . 4 fr. 00

N° 8. Relations entre les sables de l'Eocène inférieur dans le Nord de la France et dans le bassin de Paris par J. Gosselet, professeur à la faculté des sciences de Lille, membre correspondant de l'Institut. 1 brochure grand in-8°, avec 7 figures dans le texte. . . . . 0 fr. 75

N° 9. Etude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc par Michel Levy, Ingénieur en chef des mines, directeur du service de la carte géologique de France, 1 brochure, grand in-8°, avec 4 planches en photogravure, une planche de coupe et des figures dans le texte . . . . 2 fr. 50

N° 10. Note sur la stratigraphie du Plateau central entre Tulle et Saint-Céré par Mouret, ingénieur des Ponts-et-chaussées. 1 brochure grand in-8°, avec une planche de coupes et une carte géologique . . . . 2 fr. 75

N° 11. I. Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège (feuille de Foix). — II. Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne, par A. Lacroix, préparateur au collège de France. 1 brochure grand in-8°, avec 12 figures dans le texte . . . . 3 fr.

N° 12. I. Nouvelle subdivision dans les terrains Bressans. — II. Bassin de Blanzy et du Creusot, par Delafond, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 13. Les éruptions du Velay. I. Roches éruptives de Meygal. — II. Argiles métamorphosées par le phonolithe, à Saint-Pierre-Eynac, par P. Termier, ingénieur des mines, professeur à l'École des Mines de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 11 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

No 32. — TOME IV, 1892-1893. DÉCEMBRE 1892.

LE MÔLE

ET LES COLLINES DE FAUCIGNY (Haute-Savoie)

PAR

M. MARCEL BERTRAND

Ingénieur en chef des Mines,
Professeur de géologie à l'Ecole des Mines.

INTRODUCTION

Depuis qu'Alphonse Favre, dans ses études classiques sur la Savoie, est arrivé à fixer dans le Trias l'âge des gypses et des cargneules des Alpes, on a bien des fois montré les difficultés stratigraphiques qui peuvent localement résulter de cette solution, et à plusieurs reprises on a vu se produire l'opinion, rationnelle en elle-même, que toutes les cargneules des Alpes ne sont pas du même âge. On peut même dire d'une manière générale que, là comme dans les Pyrénées, c'est une opinion par laquelle il est rare de ne pas passer au début, et qu'une étude plus approfondie, sans faire évanouir toutes les difficultés, ramène ensuite à la solution d'Alph. Favre. Sans vouloir retracer ici l'historique de la question, je rappellerai que M. Schardt, dans ses remarquables études sur les préalpes du canton de Vaud, avait été amené à attribuer au flysch éocène une partie des cargneules et des gypses de la région ; ses propres observations et celles de M. Rittner l'ont décidé dernièrement à renoncer à cette opinion. M. Renevier, qui a toujours soutenu la thèse de Favre, admet pourtant, dans son livre sur les Alpes Vaudoises, que quelques lambeaux, mal explicables, comme celui de Bovonnaz, pourraient faire exception à la règle ; je crois qu'aujourd'hui M. Renevier serait moins disposé à admettre cette exception ; il est en tout cas absolument affirmatif pour tous les gypses du Chablais. Au contraire M. Jaccard, qui étudiait pour la carte, en même temps que M. Renevier, une autre partie des mêmes massifs, adoptait et développait dans une notice récente [1] l'idée que certains gypses sont éocènes, et que d'autres, incontestablement supérieurs au Lias, doivent être attribués au Jurassique inférieur ou Dogger.

[1] Etude sur les massifs du Chablais, par M. Jaccard, *Bull. des Services de la Carte géologique*, t. III, n° 26.

En face de cette divergence d'opinions de deux éminents collaborateurs, M. le Directeur de la Carte, après avoir examiné par lui-même quelques-uns des points en litige, m'a chargé d'étudier plus spécialement le massif du Môle, où M. Jaccard signalait, près de Marignier, les preuves les plus typiques en faveur de l'opinion nouvelle émise par lui. Dans des terrains aussi tourmentés et aussi peu fossilifères, il n'est pas rare que l'étude isolée d'un massif soit insuffisante à trancher les questions qu'il soulève ; je crois pourtant que la structure du Môle, restée jusqu'ici assez obscure, peut, au moins dans ses traits principaux, se déterminer assez exactement pour permettre d'établir le parallélisme des différentes coupes, et il en résulte sans ambiguité que, là comme partout, les gypses et les cargneules sont triasiques [1].

La structure du Môle et celle des collines voisines se rattache d'ailleurs à tout un autre ordre de questions intéressantes. On sait en effet que la vallée de l'Arve sépare deux systèmes de terrains complètement différents, comme épaisseur, comme composition et comme aspect. D'un côté, au Sud, les chaînons sont formés par les puissantes masses marneuses du Néocomien et par les grands escarpements calcaires de l'Urgonien ; au Nord au contraire, le Néocomien n'est que localement et peu développé, et l'Urgonien fait complètement défaut ; les masses principales sont formées par le Jurassique, qui au Sud reste masqué en profondeur et qui ne reparaît que bien plus loin, près de Chambéry et dans la vallée de l'Isère, avec un tout autre faciès. La coupure entre les deux rives de l'Arve est donc une des plus nettes et des plus tranchées qu'on ait jamais décrites ; elle est d'autant plus remarquable qu'elle semble cesser brusquement vers l'Est à une faible distance : le flysch qui est pincé au Sud dans les plis du Crétacé amorce une longue bande qui traverse l'Arve au-dessus de Cluses sans déviation ni interruption, et qui de là se poursuit, par le col de Couz et le Val d'Illier, jusqu'à la vallée du Rhône [2].

Cette coupure correspond d'ailleurs également à une interruption apparente, ou peut-être à un brusque rebroussement des plis qui viennent y aboutir de part et d'autre. Au Nord ces plis forment dans leur ensemble une série de courbes concentriques, dont la convexité est tournée vers l'extérieur des Alpes ; comme le montre déjà l'examen d'une carte topographique, les chaînons suivent à distance le bord du lac de Genève, partant près de Meillerie d'une direction presque Est-Ouest, pour se dévier ensuite vers le Sud et s'infléchir même en approchant de l'Arve vers le Sud-Est. Au Sud les plis qui, près du lac d'Annecy,

[1] M. Michel Lévy m'avait engagé aussi à étudier quelques-uns des autres gisements, où M. Jaccard signale des cargneules jurassiques ; pour ceux que j'ai visités avec M. Renevier ou avec M. Lugeon, j'ai seulement à dire que je partage entièrement leur opinion. Pour les cargneules de la haute vallée du Giffre, entre Samoens et Verchaix, je peux mentionner une observation personnelle, qui, s'il restait quelque doute, suffirait à trancher la question : au hameau du Grand Jutteninge, j'ai trouvé la lumachelle de l'Infralias, fossilifère, au dessus du prolongement de ces cargneules.

[2] On pourrait il est vrai, songer à raccorder cette coupure à celle du Giffre, entre Taninges et Samoens ; mais cette dernière me paraît, jusqu'à nouvel ordre, avoir une tout autre signification.

sont presque dirigés du Sud au Nord, s'incurvent progressivement vers le Nord-Est et même vers l'Est, si bien que les deux systèmes arrivent en face l'un de l'autre presque tangentiellement, et que pour les raccorder dans un schéma général, il faudrait admettre dans la vallée de l'Arve une véritable *arête de rebroussement*. La place de cette arête hypothétique serait masquée, d'une part par les alluvions, et de l'autre par la mollasse, qui, avec des rapports stratigraphiques encore mal éclaircis, pénètre profondément dans la vallée entre les deux systèmes, jusqu'au dessus de Bonneville, auprès du confluent du Giffre.

La coupure de l'Arve a donc, dans la stratigraphie alpine, une importance presque comparable à la grande coupure du Rhin qui, entre Coire et le lac de Constance, interrompt le faciès alpin du Trias et sépare les Alpes bavaroises des Alpes suisses. Cette note n'a pas pour objet de traiter le problème général qui s'y rattache; il était pourtant utile de le rappeler. D'ailleurs, tout en désirant donner ici la moindre part possible aux idées théoriques, j'aurai à mentionner en terminant l'hypothèse à laquelle l'étude du Môle m'a conduit [1].

LE MOLE

Travaux antérieurs. — Le Môle forme une montagne, remarquablement isolée, à pointe presque conique, s'élevant à la cote 1869 au-dessus de Bonneville. Du côté de Genève et d'Annemasse, la montagne se présente comme un trait caractéristique du paysage, et la belle vue qu'offre le sommet sur le massif du Mont-Blanc a excité l'admiration de Saussure. La géologie en a été décrite d'abord par Alphonse Favre, qui dans ses recherches géologiques [2], y a signalé un gisement fossilifère de Lias. Elle a fait plus tard en 1876 l'objet d'une note d'Ebray [3], qui a indiqué plusieurs fossiles, non retrouvés depuis, dans la côte calcaire qui prolonge la base du Môle jusqu'à Faucigny, mais cette note n'a rien ajouté d'important à nos connaissances sur la montagne elle-même. Plus récem-

[1] Ce problème a dernièrement été mis en corrélation par M. Haug (C. R. sommaire, *Soc. Géol.*, déc. 1892), avec ceux que soulève l'étude de la haute chaîne, et même, d'une manière plus générale, avec toute la structure des Alpes franco-suisses ; je crois au contraire, pour ma part, que ces interruptions apparentes dans la continuité des grandes lignes directrices des plissements alpins sont des phénomènes locaux, dus à des causes locales. Pour discuter la question dans son ensemble, il faudra attendre le résultat des études de MM. Renevier et Lugeon sur la haute vallée du Giffre et sur le massif du Chablais ; mais la solution plus modeste et plus simple qui, jusqu'à nouvel ordre, me semble la plus probable, est indépendante de ces questions complexes et lointaines ; elle est fondée simplement sur la comparaison directe des deux rives de l'Arve, le massif du Môle d'une part, et de l'autre les chaînes étudiées au Sud, par Maillard. Il était donc naturel d'en dire quelques mots dans ce travail (*Note ajoutée pendant l'impression*).

[2] Alph. Favre, *Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse, voisines du Mont-Blanc*, t. I, p. 435.

[3] *Bull. Soc. Geol.*, 3e sér., t. IV, p. 568. Stratigraphie de la montagne du Môle, par Th. Ebray.

ment, M. Jaccard a ici même donné sur le Môle quelques détails intéressants; il y signale l'existence de couches rouges, qu'il rapporte au Crétacé et qu'il considère comme pincées dans les plis; il a de plus montré le premier la complication du versant méridional, où les cargneules se superposent au Lias.

Par une singulière fortune la structure du Môle semble avoir paru de plus en plus simple aux observateurs qui s'y sont succédé. De Saussure en avait bien jugé la complication ; il avait fait remarquer que les couches y présentent des orientations différentes, qu'en plusieurs points elles sont verticales, que vers la cime elles sont brisées et dans une position difficile à démêler, et il trouvait dans cette structure complexe une confirmation d'une règle importante, énoncée par lui, d'après laquelle *les montagnes secondaires seraient d'autant plus irrégulières et inclinées qu'elles s'approchent plus des primitives*[1]. Alph. Favre, après lui, dit qu'on peut considérer le Môle comme étant composé de couches verticales, « qui auraient formé une voûte si elles avaient été moins comprimées, mais qui ont été fortement serrées les unes contre les autres ». Ebray et M. Jaccard, d'après les coupes figurées, semblent considérer le Môle comme formé par des couches régulièrement inclinées vers le Nord, et coupées vers le Sud par une grande faille. Mes observations me conduisent à admettre pour cette montagne une structure beaucoup plus complexe, qu'on peut résumer ainsi : *une série de plis assez serrés, dirigés du Nord au Sud, qui sur le versant méridional se contournent vers l'Est, en se rapprochant les uns des autres et en se renversant vers l'Arve.* Cette structure a pour conséquence que, dans les escarpements du Sud, la série se répète plusieurs fois, et montre des intercalations des couches les plus anciennes au milieu des plus récentes, *des cargneules triasiques au milieu du Jurassique.*

Description des terrains. — *Calcaires à silex délitables.* — La grande difficulté est d'établir l'échelle stratigraphique des terrains. Favre dit que la structure de la montagne est souvent cachée par les pâturages et par les forêts. En réalité, ce qui fait défaut, ce n'est pas la roche en place qui apparaît partout dans les nombreux chemins et les nombreuses tranchées forestières, ce sont les caractères différenciés qui pourraient permettre d'établir des subdivisions. Presque toute la masse de la montagne est formée de calcaires à silex, un peu marneux, facilement altérables à l'air, prenant alors une teinte blanc grisâtre, à la place du gris bleuâtre plus ou moins foncé qui est la couleur ordinaire en profondeur. Ces roches qui deviennent même blanches à la surface, sont traversées de nombreuses fissures qui masquent le sens de la stratification ; le sol est alors formé d'une terre jaunâtre, remplie de fragments de silex et représentant le terme extrême de l'altération. Les formes correspondantes du terrain sont des croupes arrondies ou des pentes régulières, entre lesquelles on ne voit pas se dessiner ces arêtes saillantes orientées, qui sont un guide si précieux pour l'étude stratigraphique des chaînons alpins. L'épaisseur de ce système très uniforme semble considérable ; on ne rencontre pas autre

[1] De Saussure *in* Favre, Recherches géologiques, t. I. p. 449 et 450.

chose en montant du châlet du club alpin (les Riondets, 1518) jusqu'au sommet; de même entre le hameau de Bovère et le sommet; ce sont encore les mêmes calcaires qui forment les seuls affleurements visibles dans le chemin en lacets qui monte de Savernaz (au-dessus de la Tour) au plateau 1626. Comme dans toutes ces coupes le pendage se fait invariablement vers le centre de la montagne, elles mèneraient à attribuer au système des puissances minima de 400 et même de 800 mètres. Cela n'aurait rien d'inadmissible pour des formations alpines, mais, d'après des indices que j'expliquerai plus loin, je suis porté à croire qu'il y a des répétitions des couches et que ces épaisseurs sont exagérées. Comme fossiles, je n'ai jamais vu dans ces calcaires que de rares Bélemnites, dont une, sur le chemin de Saint-Jeoire au Môle, par Montrenaz et Châlet Pinget, aurait pu être déterminable: mais je n'ai pas pu la détacher.

Ces calcaires, malgré l'étendue de leurs affleurements et leur influence dominante sur les caractères du relief, n'ont été mentionnés d'une manière spéciale ni par Alph. Favre, ni par M. Jaccard; ces deux observateurs les réunissent sans autres détails aux calcaires à Pentacrines que je crois possible d'en distinguer. Favre fait de l'ensemble du Lias et M. Jaccard en fait du Dogger. Pour Favre, les raisons de cette détermination sont d'une part les caractères constants de ces calcaires à Pentacrines, véritables *calcaires à entroques*, reconnus dans toute cette partie des chaînes subalpines, et d'autre part les fossiles qu'il a découverts sur le versant Nord-Est du Môle. Pour M. Jaccard, qui n'a pas retrouvé ce gisement, le Lias n'apparaîtrait que localement, « au fond d'un ravin profond, » dans une sorte de boutonnière, et rien ne lui semble « motiver la détermination liasique de la montagne ». La note de M. Jaccard est malheureusement trop concise pour que je puisse juger quels sont pour lui les caractères lithologiques distinctifs des deux étages. M. Renevier d'un autre côté, d'après les études qu'il poursuit depuis longtemps dans le Chablais, est arrivé à accorder une grande confiance aux distinctions lithologiques, qu'il a pu suivre, avec de nombreuses vérifications, sur de grands espaces : les calcaires foncés et compacts à Pentacrines seraient du Lias inférieur ou moyen, le Lias supérieur serait représenté par des schistes feuilletés, rappelant souvent les schistes à Posidonies du Toarcien du Jura, et le Dogger se présenterait sous forme de calcaires marneux, moins foncés, avec fréquentes alternances de petits bancs de marnes et de calcaires. Les silex se trouveraient indifféremment à tous les niveaux. M. Renevier a bien voulu me montrer les coupes de quelques-uns des chaînons voisins, et je peux conclure de ces courses communes que pour lui les calcaires que je viens de décrire seraient du Dogger et les calcaires à Pentacrines du Lias. Les observations que j'ai pu faire dans le Môle sont de nature à confirmer ces attributions ; il y a seulement une réserve à faire sur l'emploi du mot Dogger : le faciès schisteux du Lias supérieur faisant défaut, il est possible que les calcaires gris à silex représentent l'ensemble du Toarcien et du Dogger.

Lias. Calcaires à Pentacrines.—Les calcaires à Pentacrines ont été signalés par Favre près du sommet (le long de la pente N.O.) et près de Saint-Jeoire. En réa-

lité, on peut les suivre, depuis l'affleurement indiqué par Favre et le sommet 1541 qui lui fait face à l'Est, d'une part vers la vallée du Giffre, près du hameau de Cormand, et de l'autre vers la vallée de l'Arve jusqu'aux escarpements qui descendent sur Marignier. Il y a là une bande continue de ces terrains, qui est, comme nous le verrons, d'une grande importance pour l'interprétation de la structure, et dont l'âge liasique me semble péremptoirement établi par ce fait qu'en trois points, au milieu de cette bande, j'ai trouvé des affleurements des calcaires dolomitiques du Trias. L'un de ces affleurements est accompagné de quelques cargneules et marnes rouges, et il est bordé par l'Infralias, dans lequel j'ai recueilli l'*Avicula contorta* et la *Terebratula gregarea*. C'est dans cette bande aussi que se trouve le gisement fossilifère indiqué par Favre. Il est situé presque immédiatement au-dessus du Trias (les couches intermédiaires sont masquées par des pâturages), vers l'extrémité Nord-Ouest du cirque que Favre appelle Champ-Fleuri, et qu'on a devant les yeux quand, en venant horizontalement du Châlet du club alpin, on arrive au petit col qui sépare le sommet du plateau 1600. Le gisement est facile à retrouver, près de la limite des prés et des bois; il forme un petit escarpement de 2 mètres environ, au pied duquel sort une source où viennent s'alimenter les châlets d'aval; cette source est sur le chemin même qui, du hameau de Cormand, monte à ces châlets et de là au pied du sommet. Le calcaire qui est noir, ou d'un gris foncé, ne contient pas de Pentacrines; on peut y distinguer plusieurs bancs : à la partie supérieure, un banc pétri de Bélemnites, au-dessous un lit rempli d'Ammonites. et à la base un calcaire plus marneux avec Bivalves, qui pourrait déjà représenter l'Hettangien. La roche est assez dure et ce n'est guère qu'en détachant et détaillant de gros blocs qu'on peut obtenir autre chose que des fragments. J'ai recueilli pour ma part : *Aegoceras Jamesoni* Sow., *Deroceras venarense,* Opp. *Ammonites nodotianus*, d'Orb. et *Arietites spiratissimus*, Quenst [1].

Les trois premières Ammonites citées sont caractéristiques de la base du Lias moyen ; la dernière appartient au Lias inférieur. Je n'ai pas détaché moi-même les blocs d'où elles provenaient, et je ne saurais dire, malgré l'analogie des gangues, si elles appartiennent toutes au même banc. Favre qui cite une liste beaucoup plus complète, signale également un mélange de plusieurs niveaux, et attribue même trois espèces à l'Infralias. Ces espèces il est vrai sont douteuses ou peu probantes; il pourrait se faire pourtant que dans cette faible épaisseur de 2 mètres, plusieurs étages fussent représentés, depuis l'Hettangien jusqu'à la base du Liasien. Un séjour plus prolongé serait nécessaire pour faire la distinction des bancs et trancher la question. Je n'ai d'ailleurs pas réussi à trouver d'autre affleurement de ces lits fossilifères.

M. Douvillé m'a montré dans la collection de l'Ecole des Mines une série d'échantillons, venant d'Almend près Blumenstein, à l'Ouest de Thun, où les mêmes formes se trouvent associées dans une roche d'un aspect identique. Les deux gisements appartiennent bien à un même groupe de chaînons et à une

[1] Ces fossiles ont été déterminés par M. Douvillé.

même zone de plissements ; c'est un exemple à noter de la persistance des faciès, quand on se déplace parallèlement à la chaîne. Cette règle bien connue est peut-être utile à rappeler avant d'arriver plus loin à discuter la remarquable exception que présente la vallée de l'Arve.

M. Douvillé a également appelé mon attention sur l'aspect phosphaté de ces fossiles. M. Carnot, qui a bien voulu faire l'analyse d'un fragment, y a trouvé :

Acide phosphorique.	11,76
Fluor	1,04[1]
Chlore, ...	traces
Oxyde de fer et alumine.	3,05
Carbonate de chaux.	en abondance, non dosé

Les calcaires qui viennent au-dessus de ce niveau fossilifère ne sont pas tous des calcaires spathiques à débris de Pentacrines. Leur caractère général est leur compacité plus grande, leur couleur foncée et leur grain serré qui les fait mieux résister aux agents atmosphériques. Je n'ai pu reconnaître si les bancs intercalés à gros débris de Pentacrines y formaient un ou plusieurs niveaux constants. Les silex sont aussi abondants que dans les calcaires supérieurs. J'ai essayé aussi en vain de retrouver et de suivre une série de bancs minces bien lités, qu'on remarque, au Nord de la route de Saint-Jeoire à Bonne, enclavant, près de Brévières et d'Entreverges, la pointe extrême du massif des Braffes. Ces calcaires, où j'ai trouvé des fragments de Bélemnites, n'offrent pas, en échantillons, de caractère lithologique spécial ; leur stratification régulière en bancs minces les fait reconnaître de loin dans les parois rocheuses, mais on conçoit que dans les affleurements isolés ils soient difficiles à distinguer. On les retrouve dans la paroi presque verticale qui forme au Nord le soubassement du cône terminal du Môle, et il me semble qu'ils constituent le sommet de la série des calcaires spathiques, marqués en Lias sur la carte.

En dehors de la bande dont je viens de parler, d'autres affleurements des calcaires à Pentacrines se retrouvent près de Saint-Jeoire et du Pont du Risse, où Favre les a signalés, et dans les escarpements qui regardent l'Arve. J'ai encore trouvé des calcaires spathiques sur le versant Ouest, dans les éboulis qui sont au-dessus (au N.E.) de la première grange de la Tour, et sur le chemin qui descend de la croix du signal 1621 au village de Bovère. Mais les chemins intermédiaires, qui descendent de la même croix à Savernaz ne m'en ont pas montré de traces. Ce ne sont donc là que des indices vagues et un peu incertains. Le Lias est au contraire bien caractérisé au Nord-Ouest de la Tour, dans le petit monticule que longe la route de Saint-Jean de Tholomé et dans les

[1] Une apatite de même teneur en acide phosphorique renfermerait 1,05 de fluor. Il est intéressant de trouver ici une nouvelle confirmation de la loi si curieuse, mise récemment en lumière par M. Carnot, loi qui nous montre l'acide phosphorique toujours prêt à fixer les faibles quantités de fluor qui circulent en dissolution, et les phosphates naturels enfouis tendant ainsi à se rapprocher de plus en plus de la composition de l'apatite.

premières collines qui, au Nord de Bovère, prolongent le soubassement du Môle; dans ce dernier affleurement il est superposé aux cargneules.

L'épaisseur du Lias ainsi défini n'est pas considérable et n'atteindrait pas une centaine de mètres.

Infralias. — Au-dessous du Lias, l'Infralias, qui n'avait pas encore été signalé dans le massif, est bien visible en deux points dans le cirque de Champfleuri. Le cirque vient aboutir à l'Est à un col où passe un chemin qui descend vers Marignier et où se trouve un petit groupe de châlets, non marqués sur la carte. En prenant à partir de ces châlets le chemin qui monte, en longeant les sapins, vers le plateau 1600, on rencontre presque immédiatement l'Infralias qui affleure sur le chemin même et à droite du chemin. Ce sont des schistes noirs, avec des bancs minces d'un calcaire foncé, où j'ai recueilli l'*Avicula contorta*, accompagnée de Plicatules (probablement *Plicatula intustriata*). Les couches sont renversées, mais nettement comprises entre les calcaires dolomitiques dont je parlerai tout à l'heure et les bancs du Lias. Le second gisement se trouve à l'autre extrémité du cirque, du côté de l'Ouest, tout près du col qui passe entre le sommet et le point 1541. Il est auprès d'une petite source; l'affleurement est peu étendu et formé de calcaires gris, pétris de *Terebratula gregarea*. Cet Infralias semble d'ailleurs peu épais, et ce sont les seuls points où j'ai pu le reconnaître.

Trias. — Ces deux derniers gisements sont subordonnés à une masse plus importante de calcaires dolomitiques, qui forment une masse rocheuse bien visible, auprès des châlets du col oriental, dans le thalweg même du vallon qui descend de là au ravin principal. Ces calcaires dolomitiques ont l'apparence ordinaire et bien connue des calcaires du Trias; et en descendant le vallon, on les retrouve, passant à des cargneules accompagnées d'un peu de marnes bariolées. On trouve donc là réunis tous les faciès typiques de l'étage.

J'ai trouvé un second affleurement de calcaires dolomitiques dans le ravin qui vient aboutir à Cormand, en face de la cluse transversale du Giffre. En remontant ce ravin au-dessus de son cône de déjection largement étalé, on arrive à une bifurcation, et il faut alors suivre l'affluent de gauche en s'élevant sur les blocs éboulés. La berge droite (qu'on a à sa gauche) montre d'abord des calcaires bien lités, un peu marneux, qui rappellent les caractères de certains gisements hettangiens que j'ai vus avec M. Renevier; un peu plus haut ils font place à des calcaires blancs dolomitiques qui disparaissent bientôt sous les éboulis. Leurs caractères sont identiques à ceux du cirque de Champfleuri.

Enfin, à l'autre extrémité de la bande liasique, près du hameau de Lullier, au-dessus du Pont de Marignier, on voit encore un affleurement de calcaires dolomitiques, qui va rejoindre plus bas la grande masse de cargneules que longe le Giffre, èt en haut desquelles sort la belle source qui fait marcher le moulin du Pont. Ces calcaires dolomitiques s'élèvent vers l'Ouest en suivant la direction du grand escarpement, précisément dans la direction du col où j'ai signalé les premiers affleurements. Je ne crois pas qu'il y ait continuité entre

les deux, ou du moins je n'ai pu vérifier cette continuité, mais en tout cas il n'est pas douteux que ce ne soit la même bande qui reparaisse, et même si l'on veut pour d'autres points récuser la valeur des analogies lithologiques, on ne peut contester ici que les deux pointements n'appartiennent à la même formation, c'est-à-dire n'appartiennent tous deux au Trias.

Sur l'autre versant du Môle, le versant occidental, je n'ai à signaler que la bande étroite de cargneules qui, au Nord de Bovère, suit jusqu'aux escarpements Sud les calcaires spathiques signalés plus haut comme appartenant au Lias. M. Jaccard attribue cette bande de cargneules au Dogger, et là je n'ai pas de preuves paléontologiques à lui opposer, mais la succession lithologique est la même que dans la partie voisine où elle est confirmée par des fossiles, et il n'y a aucune raison pour essayer de lui attribuer une autre signification.

Marnes schisteuses à Posidonies. — En résumé, au-dessous des calcaires à silex délitables, qui par leur masse et leur uniformité constituent le grand obstacle à l'étude stratigraphique du Môle, on peut reconnaître une série continue qui descend jusqu'au Trias, avec deux repères paléontologiques incontestables, et dont les termes lithologiques, bien distincts, se retrouvent toujours dans le même ordre. Au-dessus de ces mêmes calcaires à silex, avant d'arriver aux calcaires compacts du Malm, toujours facilement reconnaissables, on peut encore distinguer un horizon, où je n'ai il est vrai trouvé que des fossiles peu déterminables, mais dont la continuité lithologique m'a été d'un grand secours.

Ce sont des calcaires marneux, en petits bancs, formant de véritables schistes, où les silex ont disparu. Ces schistes calcaires se voient de loin dans les deux cols qui encadrent le sommet, à l'Est du point 1626 et à l'Ouest du point 1600 ; ils s'y présentent en traînées presque verticales, orientées du Nord au Sud ; ils se retrouvent sur le bord du massif de Malm de Saint-Jeoire, souvent froissés et étirés contre les calcaires, et ces rapports, qui sont les mêmes dans le cirque de Champfleuri, permettent de fixer leur position immédiatement à la base du Malm. C'est la partie tout à fait supérieure du système que, faute de données plus précises, j'ai englobé sous le nom de Dogger. J'ai trouvé dans ces schistes des morceaux de moules d'Ammonites indéterminables, qui pourraient appartenir au groupe de *A. Bakeriæ*, des Posidonies, (*Posidonomya alpina*?), des traces de Cancellophycus et quelques fragments de Bivalves avec leur test; ce sont des éléments insuffisants pour fixer l'âge. Ces terrains sont très probablement ceux que Favre a signalés au-dessus de Ville et de Viuz[1], où, dit-il, « on voit un calcaire marneux grisâtre contenant des fossiles mal conservés, qui paraissent se rapporter à des formes calloviennes et appartenir aux espèces suivantes : *Am. viator* (d'Orb.), *A. Hommairei* (d'Orb.), *A. Potingerii* (Sow.), *Toxoceras* (mal conservé), *Posidonomya alpina*, *Chondrites*. » Si la liste de Favre ne paraît pas complètement probante pour l'âge callovien, il faut ajouter qu'il signale ces mêmes marnes immédiatement au-dessous des calcaires rouges, à fossiles

[1] *Recherches géologiques*, t. II, p. 13.

oxfordiens, de Pouilly, près Saint-Jeoire, et que les marnes analogues occupent, dans le Môle, la même situation. Si elles ne représentent pas le Callovien, elles correspondent certainement à la partie supérieure du Dogger.

Outre les gisements indiqués, ces marnes occupent le petit méplat qu'on peut suivre, à la hauteur de mille mètres environ, sur le versant oriental, entre les grands ravins des Carviers et de la Combaz; on les retrouve de l'autre côté, sur la rive gauche du vallon qui, au Sud-Est de Bovère, va rejoindre le chemin de Bonneville au Môle. et qui est en grande partie encombré de glaciaire. Il faut signaler le fait, qu'aux fermes de Lachat (au-dessus de St-Jeoire, à l'Est du chemin de St-Jeoire au Môle), ces schistes très développés et donnant naissance à des prés fertiles, contiennent par places des intercalations de bancs rougeâtres. qui donnent à l'ensemble une vague ressemblance avec les « schistes rouges » du Crétacé supérieur. En ce point du moins toute confusion paraît impossible. J'ai également rencontré, avec M. Renevier, en sortant de St-Jeoire par le sentier de la Ravoire et du pont de Quinsy, ces mêmes schistes, situés de même entre le Dogger et le Malm, et bigarrés là de teintes un peu plus vives ; c'est toujours le même niveau, malgré cette bigarrure accidentelle, qui pourrait, au premier aspect, causer un moment d'indécision.

Malm. —Le Malm, qui vient au-dessus, constitue au-dessus de St-Jeoire un massif rocheux, dont les escarpements blancs montent assez haut sur les pentes, et qui porte la belle forêt de pins de St-Jeoire. Aucune subdivision ne semble possible dans ces calcaires compacts et sans fossiles ; c'est seulement à la base qu'on remarque, mais d'une manière discontinue, des calcaires d'aspect différent : ce sont des calcaires bréchoïdes, à taches rougeâtres, exploités plus au Nord à la Vernaz (confluent des deux Dranses), et à Pouilly près de St-Jeoire ; leur position est bien constante et bien connue, et on y a décrit une faune oxfordienne. Je ne les ai observés dans le Môle qu'à la pointe Nord du massif calcaire, au bas du vallon qui descend de la crête vers le Nord, et dans le cirque de Champfleuri.

J'ai découvert un second affleurement, très restreint, de Malm, dans le cirque de Champfleuri ; ce cirque montre ainsi, sur un espace restreint, tous les étages qui prennent part à la composition de la montagne. Je n'ai pu, par contre, retrouver le pointement marqué, au dessus de la Tour, sur la minute de M. Jaccard.

Le Malm prend un très grand développement dans les collines qui prolongent vers Faucigny le soubassement du Môle et que je décrirai plus loin. Sa composition et son aspect subissent de ce côté une assez rapide modification ; il devient fossilifère et on peut y distinguer la série bien développée des étages depuis l'Oxfordien jusqu'au Tithonique. C'est le faciès différencié de Grenoble et de Chambéry qui se substitue au faciès uniforme du Malm alpin.

Couches rouges. — Il me reste, pour terminer cette énumération, à parler d'un certain nombre d'affleurements de couches rouges, à l'état de lambeaux très peu étendus, tout à fait semblables au « Crétacé rouge » des chaînons voisins, mais dans une situation tout à fait inusitée. Ces couches ont été pour la première fois

signalées dans le Môle par M. Jaccard, qui les attribue sans discussion au Crétacé, et qui les considère comme « pincées dans les plis et reposant sur le Dogger. » Les Foraminifères que j'ai constatés dans les plaques minces de tous mes échantillons [1] ont seuls pu me décider à accepter cette opinion, qui, je dois l'avouer, m'avait paru sur le terrain tout à fait invraisemblable. Mes doutes d'ailleurs se trouvaient accrus par ce fait, que le croquis (fig. 17) du mémoire de M. Jaccard semble placer les affleurements de ces schistes rouges dans les deux cols qui enclavent le sommet ; or, j'ai dit plus haut qu'il y avait en effet à ces deux cols des calcaires schisteux, mais contenant des Posidonies et certainement inférieurs au Malm. C'est évidemment une erreur de dessin, et je ne doute plus maintenant que les gisements signalés par notre confrère ne soient bien en réalité ceux que j'ai étudiés. Il sont au nombre de quatre ; d'après les minutes de M. Jaccard, il y en aurait un cinquième sur le plateau 1381, au Nord des Granges planes ; mais je l'ai cherché inutilement. Les autres, ceux du moins que j'ai reconnus, sont situés près du village de la Tour, au pied du versant Nord ; près du sommet, à une cinquantaine de mètres à l'Ouest de la pointe, et au fond du cirque qui s'ouvre à son pied vers le Nord ; enfin au-dessus des maisons de Bovère [2].

Les schistes rouges de la Tour ont été exploités autrefois pour la couverture de l'église. On trouve encore un tas de déblais de ces schistes près de la source captée qui sort du rocher, au fond d'un entonnoir des terrains glaciaires, au Sud-Est de l'église. L'affleurement se trouve un peu à l'Est, le long du chemin qui suit sous les bois le pied des rochers, sur le versant septentrional, un peu avant la rencontre du premier ravin. Deux chemins convergents, dont la trace est encore visible sous la végétation, montaient à l'ancienne carrière, à une dizaine de mètres au dessus du chemin. Les schistes sont d'un rouge foncé ; ils pendent vers l'Est et se montrent nettement interstratifiés dans les calcaires à silex que j'ai rapportés au Dogger. Il n'y a pas de trace de plissements secondaires, ni d'étirements, comme il pourrait s'en produire au fond d'un synclinal couché. L'examen microscopique ne montre non plus trace d'aucune action dynamique. A moins d'arguments paléontologiques, il semblerait difficile de ne pas réunir ces schistes au système qui les entoure. Il est vrai que si l'on essaie de suivre la bande plus haut à travers les bois, on la perd un peu avant le chemin charretier qui monte à la ferme de la Tour, et au-delà du chemin je n'ai pu en retrouver la trace [3]. Même alors que je considérais ces couches comme intercalées, j'avais dû reconnaître qu'elles ne forment pas un horizon constant.

Dans le massif des Braffes, au Nord de la route de St-Jeoire, s'ouvre précisé-

[1] Les plaques minces des différents gisements ont été étudiées par M. Cayeux, qui y a reconnu en abondance des Globigérines et des Textulaires, avec des Rotalines moins abondantes.

[2] J'ai aussi trouvé des morceaux de ces schistes, également avec Foraminifères, dans les ravins qui descendent du Malm de St-Jeoire, du côté de Poponaz. Il se pourrait donc qu'il y eût de ce côté un autre lambeau.

[3] D'après les dires des gens du pays, ces couches rouges s'élèveraient pourtant assez haut dans la montagne.

ment en face de cet affleurement le profond ravin d'Entreverges, au fond duquel M. Renevier m'a montré de loin des schistes rouges qui occuperaient une situation analogue ; ce serait la continuation de la même couche, qui apparaît encore au-dessus du cirque d'Entreverges, dans les prés qui sont au pied de la pointe des Braffes ; un autre gisement de couches rouges, à une centaine de mètres plus à l'Est, est enclavé dans le Malm aminci, et est incontestablement crétacé. MM. Renevier et Lugeon décriront ces gisements, que je n'ai vus qu'avec eux et que je signale seulement à cause de leur correspondance avec celui de la Tour.

Quoique je me sois rallié à l'opinion qui rapporte ces couches au Crétacé, je crois utile de rappeler que Favre indique expressément dans le massif des Braffes des couches rouges à fossiles liasiques. Comme il existe certainement dans le voisinage des couches rouges crétacées que Favre a méconnues, on n'a pas tenu compte de cette observation, qui est pourtant trop précise pour laisser place à quelque doute. Je cite le passage [1] : « Plus haut, sur le flanc de la montagne (au-dessus de Ville et de Viuz), dans une carrière de calcaire rouge, j'ai trouvé la *Belemnites Fournelianus*, d'Orb. et la *B. umbiliculatus*, un moule d'une grande Ammonite, un *Aptychus* et la *Terebratula subpunctata*, Davidson. Parmi ces fossiles, ceux qui sont déterminables appartiennent au Lias. Ce calcaire se prolonge au Nord et se voit aussi au pied du Môle. » Et plus loin, à la page suivante : « En descendant de la pointe des Neus (pointe des Braffes) du côté du val d'Onion, je retrouve des calcaires à silex au-delà de la cargneule, puis des schistes et des calcaires rouges avec une *Ammonites bifrons*, d'Orb., de l'étage toarcien. [2] »

Le second gisement de schistes rouges se trouve dans la pente gazonnée qui descend au Nord-Ouest du sommet. Là encore il n'y a pas trace de contournements. La première impression est celle de grandes dalles jetées sur la surface du sol ; mais on reconnaît bien vite que la roche est en place. Le pendage est assez faible et dirigé vers le Nord ; on ne voit pas le contact avec les rochers de Lias qui sont auprès, mais les schistes semblent passer plutôt au-dessous de ces rochers (sans doute par renversement). Ils sont d'un rouge foncé, avec noyaux (ou fragments ?) de schistes d'un gris clair. Là encore la présence du Crétacé serait tout à fait invraisemblable, si la roche n'était pleine de Foraminifères.

Les schistes rouges se retrouvent un peu à l'Ouest à la base de l'escarpement qui forme la paroi septentrionale du cône, et là ils sont nettement intercalés entre des calcaires à silex. La stratigraphie de ce point présente, comme je le dirai, d'assez grandes difficultés, et je n'ai pu, comme je l'espérais, tirer de cette coupe des indications précises sur l'âge des couches rouges ; sans les Fora-

[1] *Recherches géologiques*, t. II, p. 14 et 15.

[2] Je ne sais pas si les gisements signalés par Favre ont été retrouvés. Il se pourrait, à la rigueur, malgré les fossiles cités, qu'il eût fait quelque confusion avec les couches rouges oxfordiennes de Pouilly. Il n'est peut-être pas inutile de remarquer que les coupes des roches permettent dans certains cas de déterminer les *genres* de Foraminifères, mais jamais les *espèces* ; l'argument qu'on en tire n'a donc pas à vrai dire la valeur d'un argument *paléontologique*. Pourtant, comme il vient se joindre à une complète identité lithologique, il faudrait, pour l'infirmer, que l'on eût signalé quelque part dans la région des Foraminifères analogues coexistant avec des fossiles certainement jurassiques. Ce n'est pas le cas jusqu'ici.

minifères, j'aurais certainement conclu sans hésitation qu'elles sont jurassiques. J'avais pensé un instant à les rattacher au gisement voisin d'Infralias signalé près du col qui sépare les deux cirques; on aurait pu alors les rapprocher des couches rouges décrites par Alph. Favre au-dessus de Matringe comme appartenant au Trias[1]. Mais, dans les bancs qui les entourent, je n'ai pu reconnaître aucun des caractères de l'Infralias ni du Lias.

Le troisième gisement des couches rouges est situé à 50 m. environ au-dessus des maisons de Bovère; les têtes de schistes, qui sont là blancs, verts et rouges, font saillie dans les prés et dans les champs; ils plongent vers l'Est, et une petite carrière ouverte plus bas dans un champ permet de voir qu'ils reposent sur les calcaires à silex du Dogger; ce sont d'ailleurs ces mêmes calcaires qui règnent uniformément de là jusqu'au châlet du Club Alpin. Ce second point a ici, je crois, moins d'importance, car il est probable, comme je le montrerai, que ces schistes sont séparés par un grand accident de la série qui semble les surmonter. Un peu plus au Nord, les schistes gris du sommet du Dogger se montrent[2], ainsi que je l'ai dit, sur la rive gauche du même vallon, et ils semblent exactement dans la continuation des premiers ; ils reposent là sur le Dogger, lui-même superposé au Lias et aux cargneules. Il n'y a d'ailleurs aucun affleurement de Malm au voisinage. Stratigraphiquement on serait donc amené à voir dans les couches de Bovère un faciès bigarré des marnes calloviennes, comme j'en ai signalé des exemples à Lachat et près de St-Jeoire. D'un autre côté l'aspect est ici remarquablement semblable à celui du Crétacé ; M. Renevier, qui a bien voulu visiter ce point avec moi, a considéré l'assimilation comme incontestable. L'étude microscopique a confirmé cette manière de voir, et les échantillons polis et taillés en plaques minces, ont montré à M. Cayeux toute la série ordinaire des Foraminifères crétacés.

Je mentionne enfin pour mémoire une tache des mêmes schistes bigarrés, visible seulement en un point, avant de sortir des bois, sur le chemin qui descend à Bonneville, et semblant appartenir à la même bande de terrains, écrasée contre une faille.

Résumé. — J'ai cru devoir, dans les pages précédentes, donner avec un certain détail les observations relatives aux gisements et discuter avec soin les raisons qui déterminent leur âge. C'est là en effet, plus encore que dans le manque d'affleurements étendus, de coupes complètes et de crêtes nettement orientées, que réside la difficulté de l'étude du Môle. On a vu que le nombre des subdivisions qu'on peut établir est largement suffisant pour une étude stratigraphi-

[1] M. Jaccard conteste cette attribution ; il m'a semblé pourtant, dans une course où j'ai eu le plaisir d'examiner la coupe de Matringe avec M. Renevier, qu'elle était tout à fait conforme à la description de Favre et qu'il était difficile de l'interpréter autrement.

[2] Les schistes du Dogger, taillés en plaques minces, n'ont pas montré de Foraminifères. Un des échantillons que j'ai rapporté de Bovère, un peu différent des autres, a une structure microscopique toute semblable à celle des schistes. Il se pouvait donc qu'il y eût à Bovère, sous les schistes crétacés, un petit lambeau du Dogger supérieur, difficile à en distinguer.

que complète ; on connaît en effet dans le Môle avec certitude les niveaux suivants :

1) Calcaires dolomitiques et cargneules.	Trias.
2) Calcaire clair à *Terebratula gregarea* ; schistes et plaquettes noires à *Avicula contorta*.	Infralias.
3) Calcaires compacts et foncés à Ammonites et Bélemnites.	Hettangien (?), Sinémurien et base du Liasien.
4) Calcaires compacts, à Encrines, avec silex.	Liasien.
5) Calcaires plus marneux et délitables, avec silex, très puissants.	Toarcien (?) et Dogger.
6) Schistes calcaires à Posidonies.	Sommet du Dogger (Callovien ?).
7) Calcaires rouges bréchoïdes.	Oxfordien.
8) Calcaires blancs compacts.	Jurassique supérieur.
9) Schistes rouges à Foraminifères.	Crétacé supérieur.

Malheureusement, les horizons les plus précis, ceux qui contiennent les fossiles, ne sont visibles qu'en un petit nombre de points ; les seuls horizons qu'on puisse suivre sur une certaine étendue sont les calcáires à Pentacrines du Lias et les schistes calcaires du sommet du Dogger ; les autres ne servent guère que de contrôle. Des changements importants de faciès sont peu probables sur un espace aussi restreint ; mais s'il en existait, on n'a guère moyen de prévenir les erreurs qui pourraient en résulter. Je crois un certain nombre de résultats dès maintenant assuré ; je crois qu'ils sont suffisants pour expliquer les anomalies apparentes de la falaise méridionale ; mais on ne peut se dissimuler qu'il reste, et qu'il restera sans doute encore longtemps, beaucoup à faire dans le Môle.

Etude de la structure et coupes. — *Versant septentrional.* — Le versant septentrional du Môle a toujours été représenté jusqu'ici comme formant dans son ensemble un vaste plan incliné qui s'abaisse sur la vallée de St-Jeoire ; (coupe d'Ebray, *Bull. Soc. géol.*, 3e série, t. IV, p. 573 ; coupe de M. Jaccard, mémoire cité, fig. 18, p. 22). Les fossiles liasiques se trouvent en effet près du sommet, vers la cote 1300 ; le Malm apparaît vers la cote 1000 et descend jusqu'à St-Jeoire. A l'Ouest, on ne trouve que du Dogger, mais l'inclinaison et la descente générale des bancs vers le Nord sont bien marquées en beaucoup de points. Les coupes données correspondent donc bien dans un sens à la réalité des faits, mais elles font concevoir une idée très inexacte de la structure, *parce qu'elles sont parallèles à la direction de plissement.* La pente d'ensemble vers le Nord est un phénomène accessoire, superposé au phénomène principal de plissement ; les couches qui, dans le Môle, s'abaissent vers la vallée, se relèvent de l'autre côté vers la pointe des Braffes, si bien que la vallée, orientée de l'Est à l'Ouest, est réellement une vallée synclinale, mais elle est tracée dans un syn-

clinal secondaire, à peu près perpendiculaire à la direction des plis principaux. La dépression que suit la route de St-Jeoire à Bonne est en réalité maintenant une double vallée, où la ligne de partage des eaux, formée par les dépôts morainiques, se trouve près de la Tour; mais dans son ensemble, comme le fait remarquer Favre[1], « cette dépression est la continuation bien plus naturelle du bassin du Giffre, que la fissure étroite et sinueuse par laquelle ce torrent va se jeter dans l'Arve. » Je rappelle cette observation judicieuse, parce qu'elle se rapporte à un fait que j'ai eu plus d'une fois l'occasion de constater dans les Alpes; les plis très serrés et surtout les plis isoclinaux ou couchés, ne jouent qu'un rôle secondaire dans la détermination du cours des torrents principaux, tandis que les ondulations transversales, plus larges, à versants plus doux et également inclinés, ont, au moins aussi souvent, servi à tracer le chemin des grandes lignes de drainage.

Les plis transversaux à la vallée ne sont pas, il est vrai, très faciles à voir, quand on suit le bord des affleurements calcaires; ils sont au contraire nettement accusés, de l'autre côté, dans les couches presque verticales qui forment, près de Brévière, en face de la Tour, le promontoire extrême des Braffes. Du côté du Môle, on constate seulement un pendage uniforme vers l'Est; tantôt ce pendage est seul visible, tantôt il se combine avec le pendage Nord, qui peut devenir le plus marqué. S'il y a des plis entre la Tour et le Châlet Pinget (à part une légère ondulation qui peut surtout bien s'observer plus haut, au-dessous du point 1626), ce sont des plis couchés vers l'Ouest, et ne changeant pas le sens constant de l'inclinaison. L'existence de ces plis est rendue probable par l'immense épaisseur qu'il faudrait autrement attribuer aux calcaires à silex, et par l'intercalation des couches rouges à Foraminifères.

A partir du châlet Pinget, du côté de l'Est, le Malm apparaît. Si l'on essaie d'en déterminer les contours supérieurs, en remontant les amorces de sentier et les coulées de traînage des bois qui le traversent, on voit en plusieurs points les schistes calcaires, froissés et étirés, alterner avec les calcaires massifs, en couches presque verticales. La limite des deux formations est une limite très dentelée, indiquant l'existence de plusieurs plis; les contours de la carte sont nécessairement un peu figuratifs, dans l'impossibilité où l'on est de reconnaître dans les bois les points précis d'observation ; je me suis assuré sur place que la dentelure existait, et ensuite je l'ai tracée d'après l'aspect des masses rocheuses regardées de St-Jeoire.

Si l'on monte d'ailleurs plus haut sur les pentes, on trouve une bande étroite de calcaires schisteux qui, par les châlets de Lachat, se prolonge jusqu'à la hauteur de 1500 mètres environ, au col déjà mentionné entre le sommet du Môle et le plateau 1626; de l'autre côté de l'arête, elle disparaît ou au moins on en perd la trace dans les pâturages. Cette bande, bordée des deux côtés sur tout son parcours par les calcaires à silex, marque un premier pli synclinal bien accusé. Un peu plus à l'Ouest, la masse du Malm va se terminer en pointe

[1] *Etudes géologiques*, t. I, p. 455.

à la hauteur à peu près des châlets Lachat, en face du vallon qui remonte au cirque du pied du Môle. Le Malm, flanqué à l'Est de couches rouges oxfordiennes presque verticales, forme là, à l'Ouest, un grand escarpement, visible de loin grâce aux récentes coupes de bois. Cette pointe devrait se prolonger vers le Sud par une pointe des schistes calcaires qui l'enveloppent, mais le manque d'affleurements dans le vallon rend cette prolongation hypothétique. En tout cas, le vallon, qui me semble correspondre avec certitude à la continuation de ce second synclinal, est séparé de la bande précédente par une croupe où affleurent d'abord les calcaires délitables à silex, puis les calcaires compacts du Lias (visibles dans une récente tranchée forestière), qui se prolongent de là jusqu'auprès du sommet. Les deux plis synclinaux, dirigés du Nord au Sud, sont donc incontestables, et nous pourrons tout à l'heure suivre l'un d'entre eux jusque dans l'escarpement méridional, au-dessus de Marignier.

Fig.1 – Coupe le long du pied nord du Môle

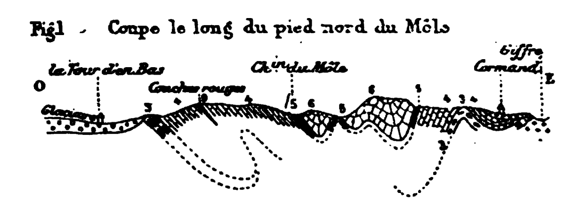
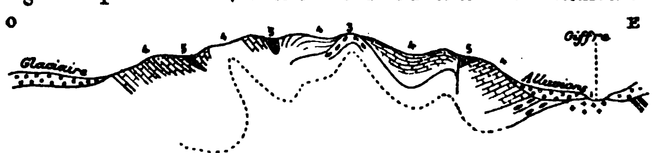


Fig.2 Coupe Ouest-Est, au dessus de Lachat et des Gges de Cormand



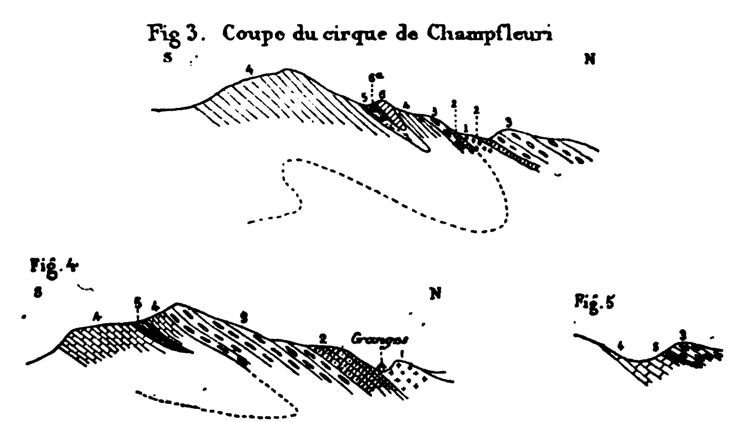
1. Trias. — 3. Lias. — 4. Dogger (calcaires délitables à silex). — 5. Calcaires schisteux. — 6. Malm. — 9. Couches rouges (Crétacé).

La seconde croupe qui borde à l'Ouest le vallon est également, au moins dans sa partie la plus haute (point 1541), formée des calcaires à Encrines, rapportés au Lias ; cet affleurement de Lias, qui indique l'existence d'un second pli anticlinal, descend du côté de Saint-Jeoire, en s'infléchissant vers le Nord-Est. C'est sur son parcours que se trouve, au-dessus de Cormand, le petit pointement triasique de calcaires dolomitiques, que j'ai décrit plus haut. La bande liasique disparaît ensuite sous les alluvions, et c'est probablement elle qui, s'infléchissant de nouveau parallèlement au torrent, va reparaître au Pont du Risse. A l'endroit où elle reparaît, au-dessus du châlet Babaz, il existe sans doute une petite faille locale, les calcaires spathiques m'ayant semblé en contact direct avec le Malm.

Les coupes (1) et (2), prises, l'une en suivant à peu près le pied de la montagne, entre la Tour-en-Bas et Cormand, l'autre parallèlement, à la hauteur de 1000 mètres environ, résument les détails précédents, et font comprendre cette structure plissée, que nous allons suivre maintenant dans les parties voisines du sommet.

Régions hautes. Cirques de Champfleuri et du Môle. — J'ai déjà parlé plusieurs fois du cirque de Champfleuri, qui s'ouvre, à l'Est du sommet, au-dessus du ravin des Carviers, et qui est certainement la partie la plus intéressante du Môle. Les couches ont là encore un pendage général vers le Nord, ou plutôt vers le Nord-Est, mais elles présentent la succession normale des terrains plusieurs fois répétée, et forment en réalité un double pli anticlinal, pinçant en son milieu un pli synclinal à flancs très étirés.

Le thalweg qui descend des châlets vers le Sud-Ouest est formé par le Trias, d'abord par un rocher de calcaires dolomitiques, puis par des cargneules et marnes affleurant dans les ravins. Une bande continue de calcaires spathiques liasiques accompagne ce Trias au Sud, forme le seuil du cirque, puis se relève à l'Ouest vers le point 1541 (en passant au-dessus du gisement de fossiles). C'est donc de ce côté aussi qu'il faut chercher, si elle existe, la continuation de la bande anticlinale, et c'est ainsi que j'ai trouvé, près du col occidental, le gisement signalé d'Infralias, avec *Terebratula gregarea*. La bande offre dans son ensemble une convexité bien marquée vers le Nord-Est. Au dessus de la bande,

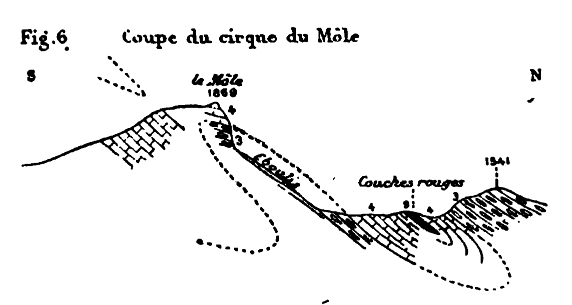


1. Trias. — 2. Infralias. — 3. Lias. — 4. Dogger. — 5. Calcaires schisteux. — 6ª. Oxfordien. — 6. Malm.

en s'élevant sur les pentes assez douces du cirque, on trouve encore les calcaires spathiques ; mais ces calcaires, avec une inclinaison plus forte que celle du terrain, *s'enfoncent sous le Trias,* dont ils sont séparés près des châlets par le gisement d'*Avicula contorta.* En continuant à s'élever, on trouve, à peu près dans l'axe du cirque, deux rochers escarpés de Malm, avec lambeaux de brèche rouge (oxfordienne) sur les bords. Près des rochers, on remarque aussi des schistes étirés ; les blocs éboulés de ces rochers sont nombreux et descendent assez bas dans le cirque. La continuation de la ligne des rochers est formée par des schistes calcaires, bien découverts au-dessus du col qui mène au châlet du Club alpin ; ces schistes calcaires se retrouvent, orientés de l'Ouest à l'Est, au-dessous et au Sud de la crête qui continue le sommet. On peut même les suivre de l'œil à quelque distance dans le ravin abrupt qui descend vers Marignier. Ils

semblent là intercalés dans les calcaires à silex et inférieurs au Lias qui forme la crête ; mais c'est de la même manière que le Malm du cirque semble passer sous le Trias ; c'est la continuation ininterrompue du même pli couché qui, complètement dévié vers l'Est, va suivre la falaise terminale du Môle, et qui se retrouve à Marignier où il amène l'intercalation du Lias entre des calcaires dolomitiques et des cargneules, c'est-à-dire entre deux traînées triasiques. La coupe du cirque est donnée par la figure (3) ; celle de la falaise à l'Est du point 1600 par la figure (4). Dans l'intervalle, il m'a semblé, juste en face du point 1600, que le Lias était poussé jusqu'au contact des schistes du Dogger supérieur, avec suppression des calcaires à silex intermédiaires (fig. 5).

Du côté de l'Ouest, le cirque de Champfleuri est séparé par un col assez élevé du cirque plus abrupt et plus étroit de la base du Môle. Là la coupe semble plus belle et mieux découverte ; elle est pourtant plus difficile à interpréter avec certitude, parce que je n'y ai retrouvé ni les niveaux fossilifères, ni les horizons bien définis, comme le Malm et le Trias. Ce sont toujours des couches également inclinées vers le Nord ; on peut seulement affirmer que le Lias affleure dans l'escarpement jusqu'au sommet du Môle et qu'il se retrouve au point 1541 ; les couches intermédiaires, avec les schistes et calcaires rouges signalés plus haut, doivent donc appartenir soit à un synclinal, soit à un anticlinal intermédiaire. La nature lithologique des bancs me semble contredire la seconde hypothèse ; de plus, les schistes rouges du fond du cirque, avec leurs Foraminifères, se retrouvent près du sommet un peu à l'Ouest et semblent bien là passer sous le Lias. C'est ainsi que j'ai été conduit à l'interprétation de la figure 6. Je ne



3. Lias. — 4. Dogger (Calcaires délitables à silex). — 9. Couches rouges (Crétacé).

crois pas impossible qu'elle soit modifiée par de nouvelles recherches ; mais on peut affirmer du moins que ces modifications laisseront subsister le fait important, qui est la correspondance des plis du cirque de Champfleuri avec ceux qui ont été décrits sur le versant Nord. Je dois noter seulement, comme indice pouvant mettre sur la voie d'une autre solution, le relèvement vertical de la tête des bancs à l'Ouest de la crête.

Tout le versant Nord de la pointe du Môle est recouvert par des gazons, qui ne laissent guère apercevoir la roche en place que dans une fouille (profonde de 5 mètres), faite cette année pour chercher de l'eau, et dans les sentiers situés

un peu plus bas. Cette roche est partout constituée par les calcaires à silex délitables, inclinés vers le Nord ; ces calcaires passent donc sous le Lias du sommet, qui doit correspondre alors à un second pli anticlinal, ainsi que je l'ai figuré. La continuation hypothétique de ce pli a été également indiquée dans la figure (3).

Quelles que soient les difficultés de détail qui restent à résoudre, il n'en est pas moins certain que le cirque de Champfleuri éclaire la structure de la montagne, en montrant que les plis Nord-Sud se dévient vers l'Ouest en se couchant vers le Sud et vont converger vers l'escarpement de Marignier.

Versant oriental. — J'ai peu de chose à dire du versant oriental, où je n'ai guère pu observer que les calcaires à silex du Dogger. Pourtant, comme je l'ai dit, le méplat qui se trouve vers la cote 1000 entre les ravins des Carviers et de la Combaz, est occupé par les schistes du Dogger supérieur, légèrement inclinés vers la montagne. Comme les parties plus hautes sont encore formées de calcaires à silex, il faut qu'il y ait là un petit accident, faille ou changement brusque de pente (fig. 2). Je n'ai pu en déterminer la nature.

Le chemin de Marignier à St-Jeoire, sur la rive droite, reste constamment sur une terrasse glaciaire. Les calcaires domitiques apparaissent et se suivent d'une manière presque continue dans le lit du torrent : ils se relient aux cargneules si développées à Vernant et au-dessus du pont de Marignier, cargneules dont j'ai indiqué plus haut l'âge triasique.

La rive gauche du Giffre est couverte de puissants dépôts glaciaires. Le Flysch à Helminthoïdes [1] y a été signalé par Favre auprès du pont (derrière la première maison en amont), et il va se développer sous la pointe d'Orchez. Je n'ai pas à en parler ici ; j'indiquerai seulement que, d'après ce que m'a montré M. Lugeon, la crête S. E., qui borde le torrent jusqu'au col de Couz, forme un nouveau pli couché, avec Trias au sommet, et que ce pli va se perdre et se noyer en quelque sorte dans le Flysch. Cela montre que le lit du Giffre doit lui-même (fig. 2) correspondre à un petit anticlinal intermédiaire.

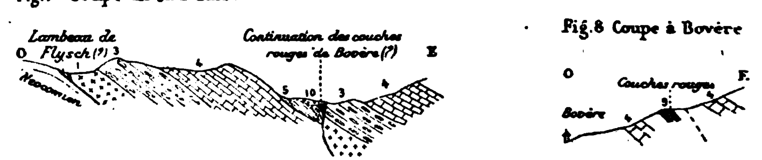
Versants occidental et méridional. — Là encore on se trouve dans le domaine presque exclusif et déplorablement monotone des calcaires à silex délitables. La pente semble partout se faire vers l'intérieur de la montagne. J'ai indiqué avec doute, dans la descente du point 1626 à Bovère, l'existence d'un petit affleurement de Lias, dont je n'ai rencontré nulle part le prolongement, et qui tendrait à faire croire que la série se répète plusieurs fois. La coupe de ce versant n'est

[1] M. Lugeon m'a écrit dernièrement qu'il avait trouvé des traces d'Ammonites dans ce gisement. La détermination de Favre serait donc inexacte. L'expression de « Flysch à Helminthoïdes », employée par Favre, ne voudrait pas dire qu'il a rencontré là des Helminthoïdes, mais indiquerait seulement l'assimilation qu'il a été amené à faire d'après l'aspect de la roche. Cet aspect est en effet bien différent de celui des couches jurassiques du Môle. Quelque intérêt local que puisse d'ailleurs avoir la détermination de l'âge de ce lambeau, elle est sans influence sur les conclusions développées dans ce travail. (*Note ajoutée pendant l'impression*).

réellement instructive qu'au Sud de Bovère, en approchant de l'escarpement méridional. La coupe dont je veux parler n'appartient plus, il est vrai, à proprement dire, au massif du Môle, mais aux collines qui prolongent son soubassement; c'est pourtant ici, à cause des terrains qui la composent, qu'elle doit trouver sa place.

Si en partant des dernières maisons au Sud de Bovère, au lieu de remonter le vallon, on le traverse (petit sentier dans les prés), et si l'on se dirige alors sous les bois vers le Sud-Ouest, on arrive à une grange isolée, marquée sans nom sur la carte, au bord d'un ravin secondaire, dans lequel affleurent les cargneules. Ces cargneules se suivent vers le Sud jusqu'à l'escarpement. Elles sont bordées à l'Est par une crête de rochers liasiques (calcaires à Pentacrines) et à l'Ouest par des terrains marneux d'une toute autre nature, qui, comme je le dirai, appartiennent au Néocomien. Cette ligne de séparation est importante; elle correspond probablement à la grande faille que Favre a décrite (*Rech. géologiques*, t. II, p. 12), entre le massif des Voirons et les massifs de l'Est, faille qui met également en contact les cargneules avec des termes beaucoup plus récents. M. Jaccard a proposé, il est vrai, de faire de ces cargneules des cargneules tertiaires; sans discuter une opinion que rien dans la coupe de M. Jaccard (fig. 3 de son mémoire) ne me semble justifier, je me contente de remarquer avec lui qu'il faut en tout cas admettre une faille et que la correspondance signalée n'en resterait pas moins très probable: cette correspondance ajouterait même au besoin un argument de plus à ceux qu'on peut faire valoir contre l'attribution des cargneules à l'Éocène[1].

Fig. 7 Coupe de la falaise au Nord de Bovère — Fig. 8 Coupe à Bovère



1. Trias. — 3. Lias. — 4. Dogger. — 5. Calcaires schisteux. — 9. Couches rouges. — 10. Alluvions.

La coupe à l'Est de cette faille est très simple (fig. 7) ; le Lias et le Dogger se succèdent normalement, et ce dernier est surmonté, dans le vallon de Bovère, au pied des bois, par les schistes calcaires. Au-delà du vallon, sur les croupes du Môle, reparaît l'interminable succession des calcaires délitables, avec le même pendage ; et comme ceux-ci sont certainement d'un âge plus ancien, il faut qu'il

[1] Cette question ne peut même pas se poser dans le Môle. Je rappelle seulement que, pour tous les exemples où des apparences bien autrement décevantes avaient porté M. Schardt à proposer et soutenir cette opinion, une étude plus approfondie l'a décidé lui-même à y renoncer, voir Schardt. *Arch Sc. phys. et nat.*, t. XXVII, 1891, et Rittner, *Bull. Soc. Vaudoise Sc. nat.*, t. XXVIII. Il reste encore sans doute des gisements de cargneules et de gypse inexpliqués ; mais on ne peut plus guère douter que leur association avec le Flysch ne soit le résultat de mouvements mécaniques.

y ait une faille ou un pli faille, à peu près sur l'emplacement du vallon [1]. Comme je l'ai expliqué plus haut, les schistes rouges crétacés de Bovère, qui se placent sur la continuation des schistes calcaires, semblent de la même manière (fig. 8), s'enfoncer sous les calcaires à silex ; ils sont donc bordés par le prolongement de la même faille, dont la direction Nord-Sud est ainsi bien accusée.

Voilà donc deux failles qui viennent aboutir à l'escarpement méridional ; la première question à étudier est de savoir ce que deviennent ces failles et comment elles se traduisent dans l'escarpement. Or, comme les plis précédemment étudiés, ces *failles se dévient vers l'Est, en se couchant vers le Sud.*

On peut d'abord voir du haut de la falaise que la masse rocheuse du Jurassique supérieur, sur laquelle un peu plus à l'Ouest s'appuie en concordance le Néocomien, se prolonge assez loin vers l'Est au pied de la falaise, en prenant une position de plus en plus rapprochée de l'horizontale (pour suivre cette description de la falaise méridionale voir plus loin la figure 12). Si de plus en partant des maisons des Gallinous, à l'endroit où le chemin de Bonneville au Môle entre dans les bois, on quitte ce chemin pour remonter droit au Nord par les sentiers d'exploitation des bois, on touche sur la gauche les calcaires blancs du Malm, puis on arrive à des marnes noires, d'épaisseur très réduite, sans fossiles, mais continuant avec évidence le Néocomien si développé dans le grand ravin à l'Ouest. Ce Néocomien vient là se terminer en pointe. Au-dessus, je n'ai pas vu de cargneules, mais seulement le Lias, qui avec des contournements assez bizarres, visibles à distance, paraît former en ce point la plus grande partie de l'escarpement. En revenant ensuite aux Gallinous, et en suivant vers l'Est la nouvelle route en construction, on rencontre dans les tranchées des calcaires marneux blancs qui me semblent oxfordiens, des calcaires à silex (peut-être éboulés), et enfin on peut voir, encore plus à l'Est, dans le ravin d'Aïse, que la base de l'escarpement est formée par les calcaires blancs du Malm, auquel les autres bancs de la falaise semblent superposés. C'est donc sur près d'un kilomètre qu'on peut suivre vers l'Est la trace de la première faille, déviée au pied de l'escarpement.

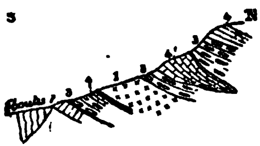
Les conclusions ne sont pas moins nettes pour la seconde faille. En partant du vallon de Bovère, et en descendant le chemin de Bonneville vers les Gallinous, on entre presque immédiatement dans les calcaires dolomitiques et les cargneules, surmontés de l'autre côté du ravin par un petit rocher de Lias. C'est évidemment le côté oriental de la faille, dont la lèvre Ouest est formée par les schistes de Bovère. D'ailleurs, en continuant la descente, sur le chemin même, on trouve, en sortant des cargneules, un lambeau de ces schistes rouges, marquant le passage de la faille. Au-delà on entre dans le Lias masqué par les éboulis.

Les calcaires dolomitiques vont passer dans le ravin d'Aïse, au-dessus du Malm, et continuent, à peu près horizontalement à la base de l'escarpement, jusqu'à la grande traînée d'éboulis des Riondets sous laquelle ils disparaissent.

[1] En réalité le vallon montre un double thalweg, avec une croupe glaciaire entre les deux.

Ainsi la base du Môle (fig. 9), est dans cette partie, formée par des écailles successives qui répètent les terrains plusieurs fois, comme nous le verrons à l'autre extrémité, près de Marignier. Les cargneules sont là comme partout surmontées par le Lias, et il n'y a aucune raison stratigraphique pour ne pas les placer dans le Trias. Si l'on voulait les rajeunir parce qu'elles se trouvent localement amenées au-dessus du Lias, il faudrait les rajeunir bien plus encore que ne l'a fait M. Jaccard, puisqu'elles se trouvent aussi au-dessus du Malm, qui forme la base de l'escarpement.

Fig. 9 Coupe au ravin d'Aïse



1. Trias. — 3. Lias. — 4. Dogger. — 7. Jurassique supérieur.

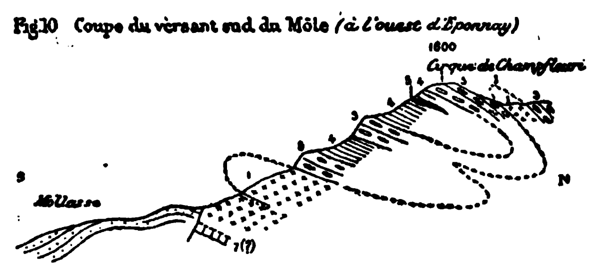
La partie du versant méridional, qui est comprise entre le ravin d'Aïse et Marignier, présente de grandes difficultés d'accès. Les couloirs assez raides par lesquels on peut faire l'ascension sont formés par deux grands cônes d'éboulis, et ne permettent pas d'observations suivies : ma carte ne peut donc prétendre là à une grande précision. Voici seulement les données que j'ai pu recueillir.

D'abord cette falaise méridionale ne forme pas, comme on l'a admis dans les coupes précédentes, une ligne continue d'escarpements, mais trois lignes distinctes, en retrait l'une sur l'autre à mesure qu'on s'avance vers l'Est. La première, celle dont nous avons commencé l'examen, correspondrait aux plis de la base occidentale du Môle ; la seconde, aux plis encore mal connus du versant occidental, et la troisième, celle qui vient aboutir à Marignier, aux plis du sommet. Les éboulis empêchent de voir ce que les plus occidentaux de ces plis deviennent ou comment ils se terminent du côté de l'Est.

La base du premier escarpement, au-dessous des Riondets, peut s'atteindre en gravissant une pente raide d'éboulis sous lesquels le Trias a disparu. Elle est formée par le Lias, et, m'a-t-il semblé aussi, par des calcaires plus marneux qu'on serait plutôt tenté de rapporter au Dogger ; les couches présentent là d'ailleurs des contournements locaux, dont je n'ai pu suivre ni m'expliquer le détail. Plus haut, le Lias reparaît sous les châlets des Riondets, et entre les deux, on voit de loin une bande de calcaires plus marneux et plus délitables, qui pourraient représenter une pointe synclinale de Dogger, c'est-à-dire une nouvelle répétition de couches dans la paroi. En tout cas, quand on arrive sur les bords du grand ravin d'où est descendu l'éboulement, on trouve de nombreux fragments de calcaire dolomitique, dont je n'ai pas eu le courage d'aller chercher le gisement en place, mais qui proviennent certainement de la paroi voisine. Ces fragments indiquent qu'une nouvelle bande de Trias vient s'introduire dans l'escarpement, au dessus du Lias et bien au-dessus de celle que nous avons signalée plus à l'Ouest.

Ce Trias se retrouve d'ailleurs de l'autre côté de la traînée d'éboulis, dans les pentes qui s'élèvent au-dessus d'Eponney ; mais là, il n'y a plus de Lias au-dessous. Les cargneules ont un large affleurement qui descend beaucoup plus bas jusqu'à la mollasse ; ce large affleurement représenterait donc *les deux bandes de Trias réunies en une seule* par le coincement des couches intermédiaires. Quant à la bande inférieure de Malm, elle a complètement disparu, soit par suite d'un coincement analogue, soit parce qu'elle est masquée sous la mollasse discordante. Je discuterai plus loin cette question de discordance de la mollasse; pour le moment je me contente de mentionner une observation, qui tend à montrer que la mollasse, contrairement à l'idée qui vient tout d'abord, ne participe pas au régime de ces écailles superposées et ne pénètre pas sous la montagne; c'est l'inclinaison brusque que les bancs du Trias prennent vers le Sud, c'est-à-dire vers la mollasse, dans le petit rocher isolé qui surmonte les maisons d'Eponney.

Au-dessus du Trias, d'après l'allure que présente la pente vue du châlet du Club alpin, d'après l'alternance qu'on y remarque entre les rochers abrupts et les pentes gazonnées, correspondant probablement à des parties plus délitables, je suis porté à croire que le Lias se répète deux fois avant d'atteindre la crête (également liasique) qui domine, au dessus du point 1600, le cirque de Champfleuri. Dans l'état des observations, ce n'est qu'une hypothèse, et je n'ai pas voulu en tenir compte dans les contours de la carte, mais j'ai essayé de rendre



1. Trias. — 3. Lias. — 4. Dogger. — 5. Calcaires sehisteux. — 7. Jurassique supérieur.

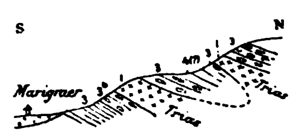
compte de cette structure dans la coupe ci-jointe (fig. 10). Cette coupe est schématique, et certains détails en sont discutables ; elle fait bien, en tout cas, comprendre le degré de complication qui peut, et qui doit même probablement, résulter de la convergence de tous les plis vers la falaise méridionale.

Au-delà d'Eponney, les éboulis recommencent ; la falaise rocheuse recule vers le Sud, et l'on trouve une nouvelle coupe intéressante à étudier au dessus de Marignier. C'est cette coupe surtout qui a décidé M. Jaccard à mettre les cargneules du Môle dans le Dogger ; après ce qui précède, les prétendues anomalies en sont faciles à expliquer.

Au-dessus de Marignier, jusqu'au Pont, le bord de la plaine d'alluvions est formé par un talus de calcaires schisteux noirâtres et marnes feuilletées, où M. Jaccard a recueilli des Ammonites pyriteuses et des Bélemnites, dont il ne donne pas la détermination, mais qu'il rapporte au Lias supérieur. N'ayant pas

moi-même trouvé de fossiles, je n'ai aucune objection à faire à cette attribution. Ces schistes représentent un faciès que je n'ai pas vu ailleurs dans le Môle, et je serais assez tenté d'y voir des calcaires rendus schisteux par compression.

Quoi qu'il en soit, en montant le petit chemin qui vient de Marignier à Vernand, avant d'atteindre la croix qui est à la séparation des deux versants, on rencontre au-dessus de ces schistes des cargneules et des calcaires dolomitiques, à leur tour surmontés par les couches ordinaires du Lias. Si ensuite on monte, soit directement par les champs à pente très raide, soit par Vernand et par le chemin, aux maisons de Lullier, on retrouve à l'Est de ce hameau, les calcaires



1. Trias. — 3. Calcaires compacts du Lias. — 3b. Calcaires schisteux (Lias supérieur ?). — 4. Dogger.

dolomitiques toujours avec le même pendage (fig. 11). Ces calcaires dolomitiques sont, comme je l'ai dit, situés en face de ceux du cirque de Champfleuri et vont de l'autre côté rejoindre la grande masse de cargneules de Vernand. Ils sont donc certainement triasiques, comme ceux de Champfleuri, *quoique superposés au Lias*, et ces alternances ne sont que la répétition du phénomène décrit plus à l'Ouest. Le Lias qui forme toute la crête depuis le cirque de Champfleuri vient disparaître en pointe dans la masse de Trias, ainsi que le montre la carte. Le Trias d'Eponney, si on en pouvait voir la continuation, viendrait sans doute passer *au-dessous* du Lias du Pont, et l'on constaterait alors, non pas une double, mais une triple alternance.

Résumé. — On peut conclure de cette discussion : que l'étude du Môle ne peut servir d'argument pour modifier même localement l'âge triasique, bien reconnu maintenant dans les Alpes suisses et françaises, du gypse et des cargneules ;

Que la structure du Môle, beaucoup plus complexe qu'on ne l'avait supposé, est bien conforme au dessin général qu'indique déjà la topographie pour l'allure des chaînons de cette région c'est-à-dire à l'infléchissement général en demi-cercle autour du massif du Chablais ;

Que cet infléchissement, se faisant très brusquement dans le Môle avec une déviation presque égale à 90°, paraît avoir été la cause déterminante de la saillie du Môle et de la formation de l'arête centrale, si remarquablement culminante au milieu des cimes voisines;

Enfin que les plis successifs, venant se serrer et comme s'écraser dans les escarpements qui terminent la montagne du côté de l'Arve, y ont produit un remarquable exemple de structure imbriquée ou d'empilement de couches, sans

que rien dans l'apparence résultante traduise la différence avec une succession régulière.

J'ajouterai que des conditions analogues se retrouvent dans la pointe d'Orchez, qui est de la même manière la continuation des plis plus orientaux, également déviés vers l'Est. C'est le résultat des études que M. Lugeon a faites dans ce massif, dont, dans une course commune, il m'a montré les traits principaux. Je suis heureux de dire combien ce point de départ m'a été utile pour interpréter les difficultés du Môle.

COLLINES QUI PROLONGENT LE SOUBASSEMENT DU MOLE (COLLINES DE FAUCIGNY)

Travaux antérieurs. — La région que je viens de décrire se prolonge à l'Ouest par une série de collines, qui s'élèvent à 5 ou 600 mètres au dessus de l'Arve, et qui, depuis les travaux de Favre, sont communément désignées sous le nom impropre de « base du Môle ». Ces collines séparent l'Arve du grand plateau d'alluvions glaciaires de St-Jean-de-Tholomé. Elles sont presque exclusivement constituées par le Jurassique supérieur et par le Néocomien, dont le faciès est sensiblement différent de celui qu'on constate dans les chaînons de l'Est.

De même que le Môle correspond aux massifs des Braffes, d'Hirmente et de Miribel, ces collines correspondent aux Voirons, et peut-être, en même temps, à d'autres plis plus occidentaux cachés sous la mollasse. Les couches deviennent heureusement plus fossilifères, et j'estime que, dans cette partie, on pourrait presque partout, en y consacrant un temps suffisant, appuyer les différentes coupes sur des preuves paléontologiques. J'avoue pourtant que mes récoltes personnelles ont été assez pauvres, en grande partie à cause de la pluie qui m'a presque constamment poursuivi pendant le temps que j'avais réservé à cette étude.

Là encore, la structure m'a semblé plus complexe qu'on ne l'a dit. Les plis sont assez aigus, et ont une direction remarquablement variable. Je suis assez porté à accepter l'existence de failles transversales, comme l'ont indiqué successivement Ebray et M. Jaccard ; mais, si l'existence de ces failles est probable, elle est bien difficile à constater et à suivre avec certitude. Pour Ebray, qui semble être venu dans les Alpes, à la fin de sa vie, avec des idées théoriques trop arrêtées, ces failles étaient le phénomène principal ; il en donne de grands tracés rectilignes, qui passent presque toujours dans les points où il n'y a pas d'observation possible. Quant aux plis, qu'il ne peut nier, il se débarrasse de leur étude avec cette phrase, qui mérite d'être citée : « Pouvons-nous concevoir l'espérance d'expliquer chaque changement d'inclinaison, chaque contournement

constaté dans un massif de 400 mètres de longueur, disloqué par les irradiations de deux failles venant se couper au même point avec une troisième perpendiculaire aux deux premières ? Nous ne le pensons pas et nous n'essaierons pas de le faire. » M. Jaccard reproche aussi à Favre d'avoir été « sans cesse préoccupé de l'idée de reconstituer les voûtes et leurs jambages. » C'est un reproche que je mérite également, la connaissance des axes des plis, des *leitlinien*, me semblant être le véritable guide dans la stratigraphie de montagne.

Description des couches. — La série des couches qui entrent dans ces nouveaux plis est très différente de celle du Môle proprement dit. J'en donnerai d'abord une brève énumération.

L'étage le plus ancien qui apparaisse est formé par des schistes feuilletés brunâtres, qui renferment des Bélemnites et des Posidonies (*Posidonomya alpina ?*)[1]. J'ai recueilli ces fossiles, le long de la route de Bonneville à Faucigny, un peu après les maisons de Monniant, dans la tranchée ouverte à l'entrée d'un nouveau chemin d'exploitation. Des roches analogues se retrouvent, mais sans fossiles, dans le sentier qui descend du col d'Orgevaz, sur la rive gauche du ravin, et de l'autre côté de la falaise, sur le versant de St-Jean de Tholomé, dans les champs à l'ouest du hameau des Ruz. Ces trois affleurements sont excessivement restreints, et représenteraient seuls le Dogger (ou le callovien).

L'Oxfordien comprend des marnes grises et noirâtres, où je n'ai trouvé que quelques fragments de Bélemnites et quelques Ammonites du groupe de *A. plicatilis ;* elles semblent assez épaisses et forment au-dessous du Mont de grands talus éboulés. La partie supérieure est formée près de Faucigny par des calcaires marneux, en bancs bien lités, rappelant un peu les calcaires à chaux hydraulique du Jura ; ils alternent avec les marnes et ne semblent pas exister partout. Puis viennent des calcaires plus durs bien lités, avec de nombreuses Ammonites, assez mal conservées, visibles surtout à la base des bancs et leur donnant un aspect noduleux. Les Ammonites que j'y ai recueillies sont, d'après les déterminations de MM. Munier-Chalmas et Haug : *Oppelia*, cf. *flexuosa*, Neum.; *Perisphinctes Lucingæ*, E. Favre, *Rhacophyllites Loryi*, Mun. Ch. Ces espèces indiquent le sommet de la zône à *Ammonites bimammatus*.

Ces bancs sont le début d'une puissante série calcaire, qui forme les escarpements de la côte. Ces calcaires sont d'un gris foncé et bien lités à la base, blancs et plus massifs, avec silex blancs et rougeâtres, à la partie supérieure; les calcaires blancs sont ceux qui supportent les ruines du château de Faucigny, à l'Est duquel les calcaires gris sont encore exploités en carrière au-dessus de la route. Ces derniers sont très riches en Aptychus ; Ebray y signale *Terebratula janitor*[2], et *Zamites Feneonis*, dans une carrière située « à l'Ouest du col de Reray ». Faute d'indication plus précise, je n'ai pu trouver où était cette carrière; toutes celles que

[1] L'espèce en tout cas a semblé à M. Douvillé être la même que celle des schistes calcaires du Môle.

[2] La *Terebratula diphya* est aussi signalée par Favre aux Voirons.

j'ai vues sur ce versant sont des carrières abandonnées, et aucune ne répond à la description d'Ebray. Dans les grands éboulis des rochers de Penouclaire, j'ai recueilli : *Oppelia compsa*, Opp., dans les calcaires gris, et *Phylloceras phychoicum*, Quenst., dans les calcaires blancs. La division lithologique en calcaires gris à Aptychus et en calcaires blancs plus massifs m'a semblé pouvoir se suivre sur le terrain, et en tenant compte de l'indication d'Ebray, j'ai réuni provisoirement les premiers sous la notation (j^{3-5}) et les seconds sous la notation (j^{6-7}). Le premier groupe comprendrait ainsi l'Astartien et le Virgulien, et le second se bornerait au Tithonique supérieur.

Au-dessus de ces calcaires jurassiques, on trouve en plusieurs points des calcaires blancs ou d'un blanc grisâtre, à grain très fin et à cassure conchoïdale. Ce sont les calcaires décrits par Favre aux Voirons et au col de Reray comme néocomiens. Pas plus que M. Jaccard, je n'ai pu retrouver la faune assez riche signalée par Favre au col de Reray ; je n'ai vu là qu'une empreinte très mauvaise de Criocère, quelques Aptychus du groupe du *Didayi*, et un *Pecten*. J'ai trouvé par contre plusieurs Ammonites dans deux gisements nouveaux, à l'Est et à l'Ouest du col de Saint-Jean. Ce sont, d'après les déterminations de MM. Douvillé et Haug : *Olcostephanus Astieri*, d'Orb. et *Hoplites castellanensis*, d'Orb., var. D'autres fragments, quoique moins sûrement déterminables, complètent l'aspect franchement hauterivien de cette faune.

Les calcaires marneux (plutôt schisteux au Reray) qui contiennent ces fossiles, sont surmontés, à ce col et dans l'échancrure située plus loin à l'Est, par des marnes argileuses noirâtres, qui ont une certaine analogie d'aspect avec les marnes oxfordiennes. Dans ces deux affleurements, elles sont développées avec une grande épaisseur ; le chemin de St-Jean de Tholomé les suit jusqu'à la rencontre de la route de Bovère, elles contiennent des bancs de calcaire, également noirâtre, qui sont exploités en carrière sur le bord de cette route. J'y ai trouvé un banc glauconieux. Elles sont remarquablement pauvres en fossiles ; c'est peut-être à leur base que M. Jaccard signale des huîtres ; on y trouve quelques fragments de test d'Acéphales ; un banc contient des Pentacrines.

La position stratigraphique de ces marnes ne permet pas de douter qu'elles ne soient supérieures au Néocomien. On pourrait songer au premier aspect, comme M. Jaccard dit en avoir eu l'idée, à les rapprocher de certains bancs schisteux du Flysch ; mais la présence des bancs glauconieux et des Pentacrines, en même temps que leur liaison intime avec les couches fossilifères du Néocomien, me portent à les maintenir dans cet étage, et à y voir probablement un faciès du Barrémien, c'est-à-dire un faciès latéral de l'Urgonien qui se montre brusquement avec de si grandes épaisseurs sur l'autre rive de l'Arve.

En tout cas, il est bien remarquable de constater avec quelle rapidité varient dans la région la nature et l'importance des dépôts crétacés ; à St-Jeoire et à l'Est, le Malm est très développé et supporte, directement ou par l'intermédiaire de calcaires néocomiens peu puissants, les couches rouges à Foraminifères ; dans l'Ouest des massifs des Braffes et du Môle, ces couches rouges reposent directement, sans Malm intercalé, sur les calcaires à silex rapportés au Dogger. Puis de

l'autre côté de la faille, que j'ai considérée comme la limite du massif, le Néocomien reparaît, surmonté par des masses noires très épaisses et inconnues à l'Est. Le changement est presque aussi complet que celui qui se produit entre les deux rives de l'Arve. Rien ne permet de supposer qu'on ait affaire à des disparitions de couches par étirement ; les couches crétacées ne montrent, pas plus à l'œil nu qu'au microscope, aucun indice de laminage. Les étages qui font localement défaut n'accusent autour de ces points aucun phénomène de rivage ; il semble qu'il y ait eu là, à la fin de la période jurassique, et au début du Crétacé, formation de hauts fonds ; en tout cas des mouvements assez importants sont nécessaires pour expliquer ces lacunes et ces rapides variations dans la sédimentation. Je reviendrai sur cette question.

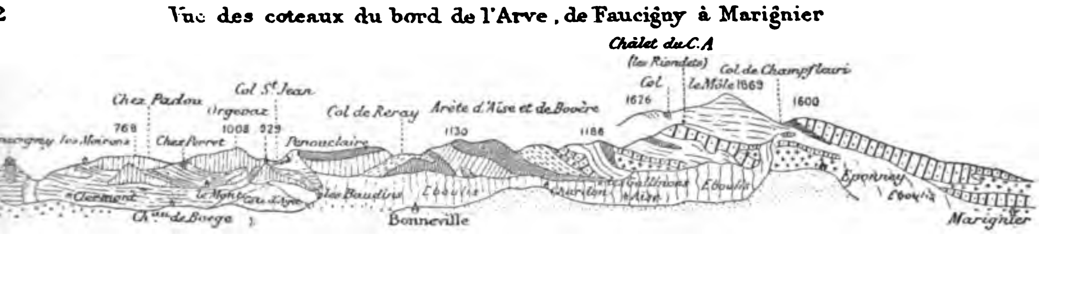
Plus à l'Ouest, du côté de Faucigny, la mollasse s'appuie directement contre le Jurassique. Son affleurement forme une languette étroite, qui va des Moirons à Chez Padou ; aux deux extrémités, elle est exploitée actuellement en petites carrières, qui seront sans doute prochainement rebouchées. L'aspect me semble identique à celui de la mollasse qui remplit la vallée de l'Arve. Favre (*Rech. géol.*, t. I, p. 438) indique pourtant le sol dans cet endroit comme « formé de grès à fucoïdes associé au grès nummulitique ». Pour qui a étudié l'ouvrage de Favre et a reconnu le soin minutieux avec lequel il précise tous les gisements de fossiles, cette phrase indiquerait plutôt que Favre n'a recueilli là ni fucoïdes ni nummulites, mais qu'il a cru seulement constater le faciès des roches qui en contiennent ordinairement. M. Jaccard a suivi Favre dans cette attribution et parle de grès éocène qui disparaît sous le glaciaire. La petite carrière des Moirons (au milieu du pré qui est au Nord-Ouest de la maison) montre un banc tout rempli de débris de tiges et de plantes terrestres carbonisées ; elles sont indéterminables ; ce n'en est pas moins un indice qui vient appuyer l'assimilation lithologique indéniable avec la mollasse de la vallée de l'Arve.

Etude de la structure et coupes. — *Partie comprise entre le Môle et le col de Reray.* — Je commencerai la description par l'Est, en continuation des coupes que j'ai données du Môle. Je donne, dans la fig. 12, une vue de l'ensemble de la falaise, qui étant prise parallèlement à la direction moyenne des plis, ne peut donner de la structure qu'une idée imparfaite, mais qui permettra de suivre plus facilement la description (fig. 12).

La première série de crêtes que l'on rencontre en venant du Môle, celle qui s'étend entre la faille décrite plus haut au Nord de Bovère et le col de Reray, montre le dessin très net d'un pli synclinal et d'un pli anticlinal, tous deux couchés vers le Sud-Ouest; le premier ne peut se constater qu'en suivant le haut de la falaise ; le second au contraire est bien visible du bas, depuis Bonneville.

Si en partant de l'affleurement triasique, on suit, à partir de la petite grange qui est cachée dans les arbres sur le bord de l'escarpement, le sentier qui longe le haut de la falaise, on marche d'abord sur les calcaires néocomiens, puis on

descend une pente assez raide dans des marnes noires à miches calcaires ; on arrive ainsi à un second col où reparaissent les calcaires néocomiens, superposés au Jurassique supérieur ; toutes les couches sont inclinées vers l'Est. Du col, on a une belle vue sur le ravin vertigineux qui est découpé dans ces mar-

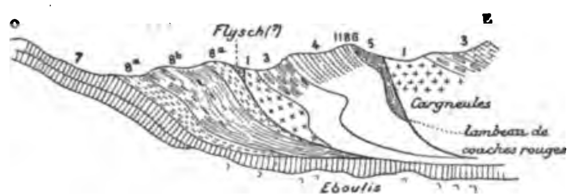


rias — Lias — Dogger — Couches à Posidonies — Oxfordien — Calcaires gris (Astartien)

alcaires blancs (Tithonique) — Néocomien — Mollasse — Eboulis — Alluvions — Echelle 1/100.000

nes noires ; elle se continuent, comme je l'ai dit, jusque au-dessus des Gallinous, où le Néocomien calcaire a disparu, et le Malm se prolonge jusqu'au ravin d'Aïse. La coupe (fig. 13) est très nette et très claire, malgré l'absence de fossiles.

Fig. 13 Coupe au dessus des Gallinons

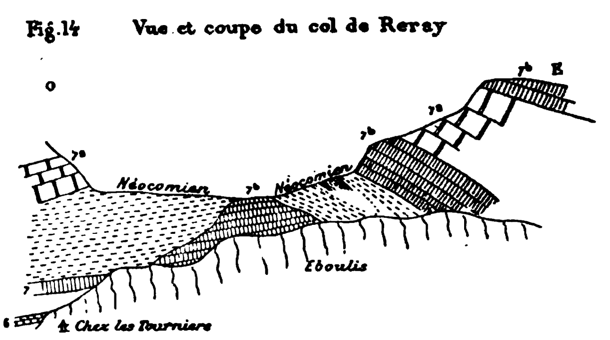


1. Trias. — 3. Lias. — 4. Dogger. — 5. Calcaires schisteux. — 7. Jurassique supérieur. — 8a. Néocomien calcaire. — 8b. Marnes noires néocomiennes.

Il faut pourtant signaler un banc énigmatique qui se trouve auprès de la cargneule, à quelques mètres au Nord de la maison du bord de l'escarpement. M. Renevier, qui l'a vu, m'a déclaré qu'on ne pouvait pas en faire autre chose que du Flysch ; c'est un calcaire gréseux, brunâtre, un peu contourné, qui a une pente assez forte en sens inverse de la pente générale, c'est-à-dire vers l'Ouest. La présence du Flysch en ce point serait assez étrange ; quoiqu'il n'affleure pas dans le voisinage, on pourrait songer à le considérer comme un lambeau pincé dans la faille ; mais cette faille, qui va passer dans l'escarpement en se rapprochant de plus en plus de l'horizontalité, est certainement un pli-faille, et le Flysch ne serait pas à la place qu'on devrait attendre, situé comme il l'est entre le Trias et le Néocomien inférieur renversé. D'un autre côté, je suis amené plus loin à penser qu'il y a là convergence de deux failles ; si la

roche est réellement en place, comme il semble difficile de le nier malgré la très faible étendue de l'affleurement, sa présence pourrait ainsi s'expliquer et se trouverait même alors être une confirmation indirecte de la solution que je propose pour la structure du col de Reray.

De l'affleurement néocomien jusqu'au point 1130, qui constitue à l'Est du col de Reray le point culminant de la crête, le sommet de l'arête (arête d'Aïse et de Bovère, fig. 12 et 25), est formé par les calcaires jurassiques supérieurs, d'abord plongeant fortement sous le Néocomien, puis à peu près horizontaux.



6. Oxfordien. — 7ᵃ. Calcaires gris bien lités. — 7b. Calcaires blancs (lithonique).

La crête (fig. 14) s'abaisse vers le col par une pente douce comprise entre deux escarpements ; la pente douce est formée par des calcaires gris plus délitables, qu'on voit descendre dans la falaise jusqu'aux éboulis du versant de l'Arve, et là on reconnaît au milieu de ces calcaires une voûte bien formée, avec lits plus marneux qui contiennent des *Ammonites plicatilis*, des *Aptychus* et des Bélemnites. La retombée Ouest de cette voûte, d'abord verticale, se continue, en s'inclinant vers l'ouest, jusqu'à l'escarpement qui surplombe le col ; cet escarpement est constitué par les calcaires blancs du Jurassique le plus supérieur, qu'on voit *reposer sur* les calcaires schisteux du Néocomien, et qui supportent les calcaires gris attribués à l'Astartien. La coupe donnée par Favre, que je reproduis (fig.15), me semble de ce côté absolument incontestable. Je m'explique qu'Ebray, avec ses idées préconçues, en ait nié la réalité et ait tenu à classer dans l'Oxfordien les couches néocomiennes, malgré la longue liste des fossiles donnée par Favre avec les déterminations de Pictet ; mais je ne m'explique pas comment M. Jaccard, qui reconnaît l'âge néocomien des couches du Reray, a pu les séparer par une faille verticale de l'escarpement jurassique. On peut toucher le plan de superposition et y introduire une lame de couteau.

Ce pli couché de l'Est du Reray présente cette particularité qu'il s'abaisse très rapidement et que la voûte jurassique semble à faible distance disparaître complètement sous le Néocomien qui l'enveloppe. On ne voit nulle part, il est vrai, sauf, comme je l'ai dit, dans l'escarpement Sud, la courbure anticlinale des bancs ; mais les calcaires néocomiens du premier col se suivent au pied des bois jusque auprès des maisons de Voisin ; sous les maisons de Châtel ils repa-

raissent dans les prés, et d'après leur direction, comme d'après la nature du relief intermédiaire, il ne semble pas douteux, malgré la couverture de terrains erratiques, que les deux bandes ne se rejoignent, que le Néocomien n'entoure complètement de ce côté les rochers jurassiques. Cette particularité est utile à noter, comme excluant complètement une des hypothèses qui pourraient se présenter à l'esprit pour expliquer les singulières apparences de l'autre bordure du col de Reray, et qui consisterait à voir dans les deux masses jurassiques de l'Est et de l'Ouest les restes d'une même nappe, primitivement continue et superposée au Néocomien.

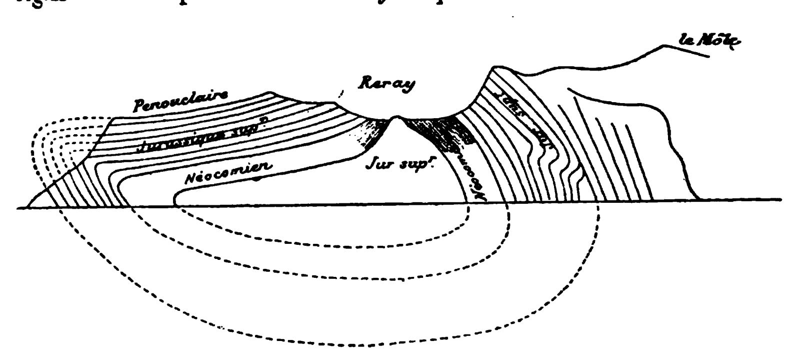
Col de Reray et massif de Penouclaire. — A l'exemple de Favre, je désigne par ce dernier nom, qui ne figure pas sur la carte d'État-Major, le grand plateau calcaire qui s'élève à l'Ouest du col de Reray, et qui se termine du côté de l'Arve par un escarpement vertical de plus de cent mètres de haut ; le pied de cet escarpement est bordé d'immenses éboulis, qui se poursuivent au-dessus du col de Reray jusqu'au ravin de l'Epargny. Ce massif qui a embarrassé Favre, est certainement le point le plus difficile à expliquer de la région. Parmi les solutions auxquelles j'ai songé, celle que je propose plus loin m'a seule semblé admissible ; mais je ne me dissimule pas qu'elle reste susceptible de sérieuses objections.

L'escarpement de Penouclaire est formé par des calcaires à peu près horizontaux, qui, contrairement à ce qu'on constate de l'autre côté du col, *ne sont pas renversés.* A la base sont les calcaires gris bien lités à Aptychus, et au sommet les calcaires blancs à *Ammonites phychoïcus*, surmontés même à l'extrémité Ouest par le Néocomien. Mais quand, après avoir longé la base de l'escarpement, on approche du col de Reray, on voit sortir de dessous les éboulis des masses noirâtres et des calcaires schisteux, qui semblent s'enfoncer sous le Jurassique. Favre dit avec raison que ces calcaires schisteux sont exactement semblables à ceux qui contiennent des Criocères au col ; M. Jaccard, qui les nomme à tort des grès schisteux, pense avec doute qu'ils constituent un faciès particulier du Néocomien, inférieur aux couches à Céphalopodes. Ebray supprime la difficulté, en déclarant que les couches sont oxfordiennes. J'aurais vivement désiré pouvoir lui donner raison sur ce point ; mais l'aspect des couches aussi bien que leur continuité avec le Néocomien rend tout d'abord cette solution bien peu probable ; de plus j'ai fini par y trouver en place un *Aptychus*, que M. Douvillé a déterminé comme étant du groupe de *Apt. Didayi.* J'ajouterai aussi que j'y ai retrouvé le banc glauconieux signalé plus haut.

On a donc bien affaire à du Néocomien, et l'on peut donner encore un dernier argument à l'appui : Favre signale dans sa coupe, au milieu du col, un rocher triangulaire de calcaire jurassique, sur lequel reposent les couches néocomiennes, (en superposition normale à l'Est, avec une petite faille secondaire à l'Ouest). La base de cet affleurement jurassique est masquée sous les éboulis, mais on peut pourtant en retrouver la continuation au-dessus des maisons de chez les Tourniers, juste au-dessous des couches en litige. Je n'ose pas affirmer que la

superposition soit normale, ni que ce Jurassique soit le Jurassique le plus supérieur; il y a même un peu plus à l'Ouest, et un peu plus bas, un petit affleurement de marnes, où je n'ai pas trouvé de fossiles, mais qui sont tout à fait semblables aux marnes oxfordiennes. Il faudrait en conclure que la série jurassique est là très réduite d'épaisseur, ou tronquée par une faille parallèle à l'escarpement (fig. 14) ; il n'en est pas moins certain que les calcaires schisteux sont compris entre deux complexes de Jurassique supérieur, et que l'attribution à l'Oxfordien, contredite par les rares fossiles et par les caractères pétrographiques, ne supprimerait pas la difficulté.


Fig.15 Coupe du col de Reray d'après Favre



Comment expliquer maintenant la position de ce Néocomien ? Favre admet que le Néocomien passe sous le Jurassique, et ne discute même pas d'autre hypothèse. M. Jaccard (fig. 14 du mémoire cité) admet au contraire une faille verticale et dit simplement : « le renversement décrit par Favre n'existe pas ». M. Jaccard ajoute, il est vrai, que les fossiles oxfordiens se retrouvent à la base de l'escarpement, mais il ne précise ni la place ni les espèces[1]. En tout cas, je crois pouvoir affirmer que *les marnes oxfordiennes* ne sont nulle part visibles entre la falaise et le talus d'éboulements.

J'insiste sur ce point, parce qu'il faut évidemment un substratum marneux et délitable pour expliquer de pareils éboulements et la présence de ce grand escarpement vertical dans des masses calcaires horizontales, qu'il a comme taillées à l'emporte-pièces. Si ce substratum marneux avait été l'Oxfordien, l'éboulement aurait dû emporter aussi le Néocomien appliqué contre les calcaires. Cette considération me mènerait plutôt à croire que c'était le Néocomien qui formait partout le substratum, et qu'il s'enfonce sous le Jurassique comme le

1. Favre cite aussi (p. 440) des Ammonites et des Aptychus à la base de l'escarpement, disant que les espèces appartiennent au terrain oxfordien ou au terrain jurassique supérieur. Il faut se souvenir, en lisant ce chapitre de Favre, que les travaux d'Oppel venaient à peine de paraître, et que la zone à *Ammonites tenuilobatus* et le Tithonique même, dont on commençait à parler, étaient encore couramment désignés comme oxfordiens.

pensait Favre : d'ailleurs, d'après l'aspect des lieux, personne ne songerait à contester le fait, s'il ne créait pas une difficulté stratigraphique.

La question en tout cas n'est pas de celles qui peuvent se résoudre par une simple affirmation, et avant de pousser plus loin la discussion, il convient d'étudier de près la constitution du petit chaînon de Penouclaire et la manière assez singulière dont il est enclavé entre les chaînons voisins.

D'abord, du côté du col de Reray, le massif est limité par une faille bien nette, dirigée du Nord au Sud, et présentant tout à fait l'allure d'une faille verticale. Les différents termes de la série jurassique viennent s'arrêter à la dépression du col et buter contre le Néocomien. C'est d'abord au Nord l'Oxfordien, qu'on suit sur le chemin des Ruz, et qui s'appuie même sur le Dogger, si l'on en juge par le petit affleurement de calcaires brunâtres que j'ai cité à l'Est des Ruz : puis viennent des calcaires bien lités, inclinés vers le Sud (Astartien). Les marnes oxfordiennes, un peu tourmentées, reparaissent (avec *Ammonites plicatilis*), dans la petite échancrure, avec chemin forestier, qui s'ouvre à l'Ouest du col ; puis on arrive au rocher même qui forme la falaise, constitué à sa base par les calcaires gris lités, et un peu plus loin par les calcaires blancs à *Am. ptychoicus* qui couronnent le sommet. C'est ce que représente la coupe (fig. 16).

Fig. 16 Coupe de Penouclaire, auprès du col de Reray

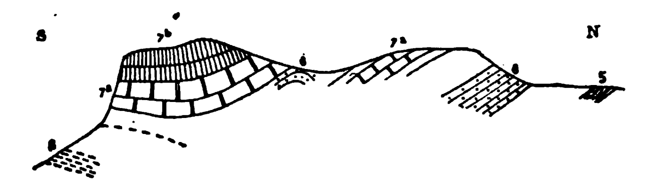
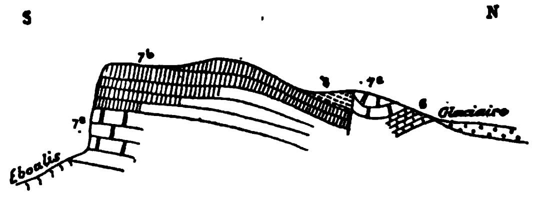


Fig. 17 Coupe de Penouclaire, auprès du col St Jean



5. Dogger (Calcaires schisteux brunâtres). — 6. Marnes oxfordiennes. — 7^a. Calcaires gris bien lités. — 7^b. Calcaires blancs compacts. — 8. Néocomien.

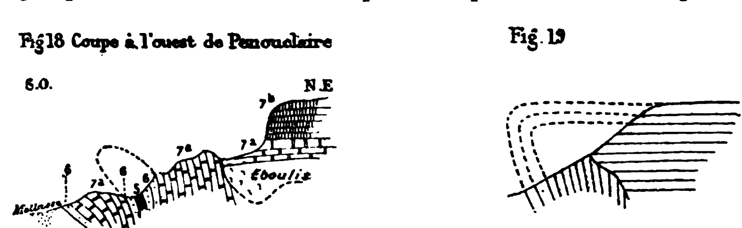
Les marnes oxfordiennes intermédiaires se rencontrent en plusieurs points sur le sentier qui va par les bois aboutir au-dessus des Ruz, et en face de ce hameau, leur affleurement plus développé détermine un ressaut bien marqué dans la ligne de hauteurs qui borde le plateau glaciaire de St-Jean. Il y a donc là, avec plus ou moins de complication dans le détail, l'indication d'un anticlinal secondaire, dirigé à peu près de l'Est à l'Ouest.

Plus loin (fig. 17), à l'est du chemin du col de St-Jean, on retrouve l'Oxfor-

dien surmonté par les calcaires lités, qui sont également inclinés vers le Sud, mais se relèvent assez brusquement pour buter contre une petite bande de calcaires marneux néocomiens. Les calcaires blancs du grand escarpement semblent s'enfoncer régulièrement sous le Néocomien. Là, encore, il y a indication d'un pli synclinal Est-Ouest. Or ces deux plis ne se retrouvent ni à l'Est ni à l'Ouest du massif ; de part et d'autre ils vont s'arrêter à des couches différentes, dirigées du Nord au Sud.

La coupure qui isole à l'Ouest le massif de Penouclaire se traduit d'une manière remarquable dans l'escarpement Sud ; la grande falaise de calcaires jurassiques horizontaux est brusquement interrompue et comme prise en écharpe par une masse nouvelle de calcaires verticaux, auxquels leur division en bancs minces donne de loin un aspect feuilleté ; cette nouvelle muraille, qui va en s'abaissant vers l'Arve, a une direction Sud-Ouest et fait ainsi un angle aigu avec celle de Penouclaire. L'intervalle est rempli par les éboulis, et je n'ai pu toucher la faille qui me paraît avec évidence séparer les deux murailles.

Cet accident bien visible de la route et du chemin de fer, a été décrit de la manière suivante par Favre, dont les noms ne figurent pas sur la carte d'Etat-Major : « le mamelon que l'on franchit au-delà du creux de la Rouaz, par le sentier des contrebandiers, pour se rendre à la côte St-Etienne, présente d'une manière frappante la structure en éventail. C'est un singulier accident, produit par le contournement et par la rupture des couches, et qui s'explique aisément par la ligne ponctuée tracée sur la coupe ». Les pointillés de la coupe de Favre,



5. Dogger supérieur. — 6. Oxfordien. — 7a. Calcaires gris bien lités. — 7b. Calcaires blancs compacts.

que je reproduis (fig. 19), indiqueraient un anticlinal en forme de genou, reliant les bancs verticaux à ceux de la falaise de Penouclaire. Cette solution, qui a été adoptée par M. Jaccard, ne me paraît pas admissible, d'abord parce que les bancs ainsi raccordés ne sont pas les mêmes, puisque ce sont d'une part les calcaires gris lités et de l'autre les calcaires blancs massifs, mais surtout parce que les couches verticales forment en réalité un pli anticlinal dans le centre duquel j'ai trouvé les calcaires marneux de l'Oxfordien et les calcaires brunâtres du Dogger. Si le raccordement des deux parois se fait par un pli, c'est donc par un pli synclinal et non par un pli anticlinal (fig. 18) : mais il me semble bien plus probable qu'il y a une faille entre les deux, faille qui se continuerait dans le col de St-Jean en prenant la direction Nord-Sud. Cette faille ne peut il est vrai s'observer directement, parce que les affleurements sont interrompus dans la

dépression du col; mais elle se traduit nettement sur la carte par la non correspondance des contours.

Ainsi nous arrivons aux conclusions suivantes : le massif de Penouclaire paraît complètement indépendant de ce qui l'entoure; les plis Est-Ouest qu'on y constate ne se poursuivent pas plus loin, et il est limité à l'Est comme à l'Ouest, par des failles Nord-Sud. La première de ces failles est en continuité avec la ligne de séparation de la falaise jurassique et du Néocomien qui est à ses pieds, c'est-à-dire qu'en arrivant à la falaise, la faille s'infléchit vers l'Ouest. De même la seconde faille, qui a sa direction marquée par la ligne des bancs verticaux, s'infléchit vers le Sud-Est en arrivant à l'autre extrémité de la même falaise. Il devient donc très probable que ces deux failles vont se rejoindre sous les éboulis, qu'elles n'en forment qu'une seule en réalité. Cette faille unique, conformément à la formule déjà employée pour le Môle, *se coucherait vers le Sud dans les parties où elle est déviée parallèlement à l'Arve.*

En d'autres termes, le massif de Penouclaire serait limité par une faille courbe, en forme de demi-ellipse, et, bien que cette apparence soit assez inusitée, je crois que la structure générale du pays permet de l'expliquer d'une manière satisfaisante. Le trait dominant de cette structure est la poussée et le refoulement général qui se sont produits vers la vallée de l'Arve. Si l'on suppose que dans ce mouvement d'ensemble, la tranche située entre le col de Reray et le col de St-Jean se soit avancée plus loin vers le Sud que les parties voisines, le résultat de ce mouvement aura été de tordre les plis voisins, en les déviant vers le Sud, puis de produire deux lignes de fracture, et enfin de faire chevaucher le massif sur les plis situés plus en avant.

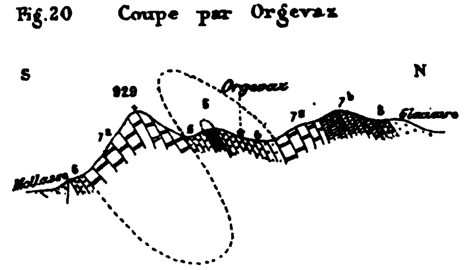
L'explication à laquelle j'arrive ainsi diffère seulement au fond de celle de Favre par la remarque que le massif est limité à l'Est par une faille verticale. Il y a bien, pour moi comme pour Favre, des deux côtés du col de Reray, des masses jurassiques poussées sur le Néocomien; mais les mouvements de ces deux masses résultent d'un même déplacement d'ensemble vers le Sud ; ils se sont faits à peu près dans la même direction, l'un vers le Sud-Ouest, et l'autre vers le Sud-Sud-Est, et non pas en sens inverse, l'un vers l'autre. Ce n'est pas un double pli, au sens employé dans les Alpes de Glaris, mais seulement la juxtaposition de deux plis parallèles (plis ou plis-failles) couchés dans le même sens, dont l'un, par une sorte de renfoncement, a localement débordé la ligne moyenne qui correspondrait à son parcours normal.

On peut encore remarquer que le pli-faille ainsi localement dévié, doit correspondre à un pli situé plus au Nord, sous les terrains glaciaires de St-Jean. L'observation faite précédemment, que le pli couché de l'Est du col s'abaisse et semble se fermer complètement autour du sommet 1130, mènerait alors à chercher la correspondance, du côté de l'Est, avec un pli également situé plus au Nord, et l'on arriverait ainsi à la faille qui sépare du Néocomien les dernières cargneules du Môle. Cette faille serait la même que celle de Penouclaire, et décrirait ainsi autour de la falaise une sorte de sinusoïde (v. le schéma, fig. 35).

Partie comprise entre le massif de Penouclaire et Faucigny. — Cette partie est moins compliquée que les précédentes, mais les plis y dessinent encore des sinuosités assez remarquables, qui sont de nature à appuyer la solution proposée pour le col de Reray.

Prenons d'abord le pli formé par les calcaires verticaux qui interrompent la falaise de Penouclaire. Il se continue à peu près en ligne droite jusqu'auprès du village d'Orgevaz, et sa retombée Sud, de plus en plus nettement renversée vers le Sud, forme le rocher abrupt (point 929) qui domine le village. Les calcaires astartiens de ce rocher plongent sous les marnes oxfordiennes très réduites et sous un petit pointement de Dogger (fig. 20).

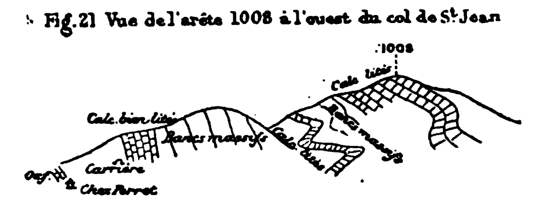
Fig.20 Coupe par Orgevaz



5. Dogger. — 6. Oxfordien. — 7a. Calcaires gris bien lités. — 7b. Calcaires blancs compacts.
8. Néocomien.

A l'Ouest, le rocher s'interrompt sans continuation, comme si la cuvette synclinale était brusquement vidée, et l'Oxfordien descend jusqu'au contact de la mollasse, séparé par une nouvelle bande calcaire du large affleurement de Clermont et de Faucigny. Cette nouvelle bande calcaire dessine une voûte bien accentuée dans un cirque de rochers abrupts au dessus duquel passe le chemin d'Orgevaz à chez Perret; je ne puis décider s'il faut voir dans ce pli la continuation de celui d'Orgevaz, ou, comme il semble plus probable, d'un pli plus septentrional. Au-dessus du chemin, le massif du point 1008 est dans son ensemble formé par une masse de Jurassique supérieur qui s'abaisse vers le plateau glaciaire de Saint-Jean et va passer sous le gisement néocomien que j'ai signalé au-dessus de Syords. Mais, en réalité, la structure est compliquée par des plis et froissements secondaires, dont je n'ai pu suivre le détail; ils se montrent nettement dans la paroi au-dessus de chez Perret, ainsi que le montre le croquis ci-joint

Fig.21 Vue de l'arête 1008 à l'ouest du col de St Jean



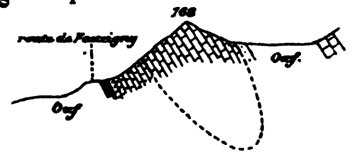
(fig. 21). L'Oxfordien arrive au contact du glaciaire au col de chez Padou, qui correspond très probablement à un léger accident transversal (déviation, sinuosite ou décrochement).

Le massif, moins élevé et boisé, qui s'élève de l'autre côté du col, est peu découvert ; le pendage général est aussi vers le Nord, et là le Jurassique va s'enfoncer sous la mollasse. Cette mollasse forme un affleurement en croissant, de chez Padou aux Moirons, très étroit et presque immédiatement recouvert par le glaciaire. Une petite carrière près de chez Padou montre les bancs presque verticaux ; une autre, près des Moirons, avec empreintes végétales, les montre inclinés vers le Sud, c'est-à-dire vers le massif jurassique. Le contact des deux terrains n'est pas visible ; d'après les renseignements fournis par le propriétaire du chàlet, ce contact aurait été mis à jour dans les fondations d'une cave ; la mollasse, très inclinée, plongeait au Sud, et les calcaires jurassiques, qui, d'après les déblais, m'ont semblé oxfordiens, plongeaient au Nord. Il y aurait donc là faille ou discordance. Cet Oxfordien est, d'ailleurs, en continuité avec celui du col de chez Perret. Le glaciaire est ainsi bordé depuis le col Saint-Jean jusque aux Moirons par un même pli, dont l'allure est plus ou moins tourmentée dans les détails.

Au-dessous de ce pli, les pentes depuis le Mont jusqu'au promontoire de Faucigny, sont formées principalement par les marnes de l'Oxfordien, très épaisses et très souvent éboulées, avec descente en masse du terrain. Elles sont surtout bien découvertes dans les ravins qui, à l'Est de chez Perret, descendent vers le château de Boège. Je dois avouer que je n'y ai pas trouvé de fossiles et que l'aspect de ces marnes m'avait fait songer d'abord à chercher une autre attribution ; mais la continuité avec les gisements certains et fossilifères situés plus à l'Ouest ne peut guère laisser de doute.

Ces marnes sont, dans les ravins cités, inclinées vers la vallée, et paraissent former ainsi un pli assez large, qui continuerait la voûte décrite au-dessous du chemin d'Orgevaz à chez Perret. Le flanc Sud de cette voûte forme une crête calcaire qui s'abaisse et vient disparaître dans les marnes, un peu avant les maisons du Mont. Mais bientôt, au Sud-Ouest, reparaît une seconde crête calcaire, qui s'élève depuis la route (les calcaires sont déjà visibles dans le premier

Fig 22 Coupe de l'arête 768 à l'est de Clermont

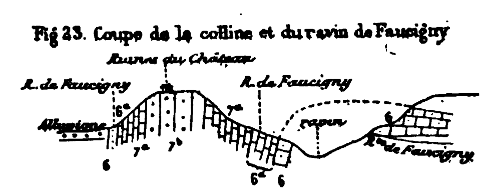


ravin avant Monniant), jusqu'au mamelon coté 768. Les calcaires plongent au Nord, sous l'Oxfordien. Juste au-dessous du mamelon, le long de la route, on trouve le gisement de Posidonies ; il y a donc là un double pli très aigu, couché, comme les autres, vers la vallée de l'Arve (fig. 22).

Il est remarquable que la terminaison de cette crête calcaire, qui est composée et située de la même manière que celle d'Orgevaz, se fasse aussi brusquement du côté de l'Ouest : dans le ravin de Clermont et dans le petit cirque qui

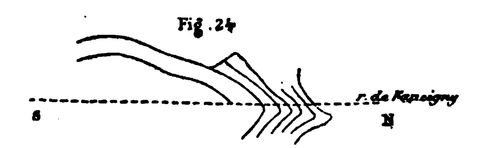
lui correspond au-dessus de la route, on ne trouve plus que de l'Oxfordien. Le calcaire reparaît sur le versant Ouest du cirque, et la bande, malheureusement en partie masquée par les alluvions glaciaires, se continue vers Faucigny ; c'est la partie où les calcaires marneux du sommet de l'Oxfordien sont bien exposés, presque horizontalement, dans les tranchées de la route. La continuation du pli synclinal n'est pas moins certaine que celle des calcaires, mais faute d'affleurements on ne peut la constater.

En arrivant au tournant de la route vers le château, on voit l'Oxfordien et les calcaires qu'il supporte, plonger brusquement vers l'Ouest ; la colline du château forme un promontoire rocheux qui s'avance vers l'Arve ; de l'autre côté, sur la route, on retrouve les calcaires à Aptychus, et même des calcaires marneux oxfordiens. La colline du château forme donc un synclinal dirigé vers le Sud-Ouest (fig. 23); le retour des bancs plus anciens à l'Ouest n'avait pas été remarqué jusqu'ici.



6. Oxfordien (calcaires marneux). — 6ª. Calcaires à *Perisphinctes Lucingæ*. — 7ª Calcaires gris bien lités, à *Aphychus*. — 7b. Calcaires blancs compacts.

Ce synclinal montre dans le détail des froissements de couches et des irrégularités comparables à celles que j'ai signalées au-dessus de chez Perret (la figure 24 est prise sur la route avant d'arriver à Faucigny, c'est-à-dire suivant une



ligne à peu près parallèle à la direction *moyenne* du pli). Cette direction, qui est celle du Sud-Ouest, est incontestablement une direction aberrante, due à une sinuosité locale : il est difficile, en effet, à cause des marnes oxfordiennes qui affleurent dans le ravin de Faucigny, de supposer que ce pli se continue vers le Nord, et le raccordement avec le pli du mamelon 768 laisse, comme on l'a vu, bien peu de place à l'hypothèse. S'il en était autrement, ce dernier pli ne pourrait se raccorder qu'avec des terrains situés à l'Ouest de Faucigny, c'est-à-dire avec le fond mollassique dont on voit le bord aux Moirons. Dans les deux cas, la déviation serait également brusque, et le pli de Faucigny, qui est normal à la vallée de l'Arve, ne peut guère se continuer que parallèlement à cette vallée.

J'ai essayé de résumer cette description, en donnant à une plus grande échelle (fig. 25) un tracé schématique des plis qu'on peut reconnaître dans ces collines

du Sud de l'Arve. La figure 26 montre la manière dont je comprend le raccordement de ces plis avec ceux de la région voisine. Avant de discuter sommaire-

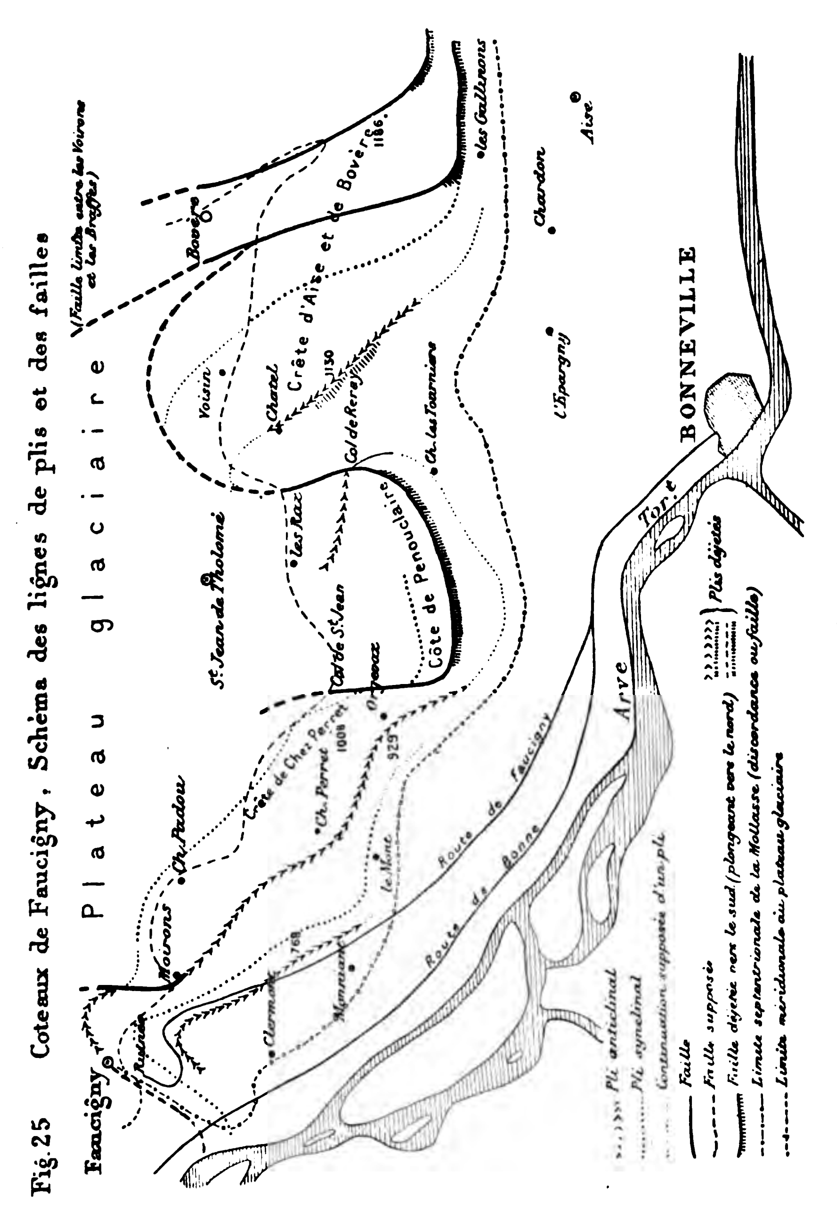


Fig. 25 Coteaux de Faucigny. Schéma des lignes de plis et des failles

ment cette question, il me reste à dire quelques mots de la mollasse qui, presque tout le long de la vallée, jusqu'à l'extrémité du Môle, garnit la base des escarpements.

Mollasse de la vallée de l'Arve. — Je n'ai pas de renseignements nouveaux à apporter sur l'âge de cette mollasse; je n'y ai recueilli que des débris de végétaux que M. Zeiller a bien voulu examiner et qui sont indéterminables. Comme Favre, je suppose qu'elle est aquitanienne. Les couches rouges signalées depuis longtemps au-dessous d'Eponney ne semblent pas constituer un niveau unique, et ne peuvent en tout cas servir d'horizon pour en étudier la stratigraphie.

Cette mollasse, d'une manière générale, est inclinée vers les rochers jurassiques au pied desquels on l'observe. Il y a quelques exceptions, notamment sous la côte d'Eponney, le long du chemin du village; là les bancs très inclinés et même verticaux se dévient momentanément vers le Nord; j'ai représenté sur la carte par des pointillés la direction des bancs dans cette partie. Je n'ai vu nulle part de poudingues ni l'indice de rivage immédiat. La question intéressante serait de savoir si cette mollasse s'enfonce sous le Jurassique, comme elle semble le faire, si elle a participé aux mouvements complexes des terrains plus anciens, ou si elle est discordante et n'a subi que des mouvements plus simples et plus récents. Ma tendance première était favorable à la première opinion ; j'ai été obligé de reconnaître que les faits d'observation lui sont plutôt contraires.

La mollasse se continue au-delà de Faucigny le long de la vallée, où je ne l'ai pas suivie au-delà de Contamine. Favre la signale encore sur le plateau, au-dessus de Jollivet, dans un point que je n'ai pas visité; il rapporte à l'Éocène une partie de ces gisements, ainsi que celui des Moirons. Je ne vois pas de raison pour les séparer de la mollasse qui leur fait suite plus à l'Est.

Le contact de cette première bande de mollasse avec le rocher de Faucigny n'est pas visible, et est masqué par les alluvions ou les poudingues quaternaires. Je n'ai pu observer le pendage de 30° vers l'Est que Favre signale dans les affleurements voisins ; la direction générale est celle de la vallée ; ce pendage serait donc l'indice d'une déviation semblable à celle des plis jurassiques. L'allure des bancs mollassiques me semble pourtant trop calme pour que cette déviation, si elle existe réellement, puisse être considérée comme étant due à un phénomène du même ordre, et d'ailleurs la réapparition de l'Oxfordien à l'Ouest du château montre que, s'il n'y a pas discordance, il y a au moins une faille entre les deux terrains. Il en est de même, comme je l'ai expliqué plus haut, pour la petite bande des Moirons. La mollasse, qui paraît à Chez Padou, avoir la même inclinaison que le Jurassique supérieur, bute au contraire aux Moirons, avec pendage inverse, contre l'Oxfordien.

Au-dessous de Faucigny et de Clermont, la mollasse disparaît sous les alluvions et les éboulis ; si elle existe encore, comme cela est probable, elle monte au moins beaucoup moins haut au-dessus de la vallée. On la retrouve sur la grande route de Bonne, un peu avant le ravin des Baudins. Là, au contraire, elle s'élève très haut, à plus de 700 mètres, dans la Côte d'Hyet ; les affleurements sont bien découverts sur le chemin qui, à l'Ouest du ravin, monte au col Saint-Jean. Les bancs sont toujours peu tourmentés, avec pendage au Nord. C'est là le seul point où, sur le chemin même, j'ai pu voir le contact avec le Ju-

rassique ; ce contact a lieu avec l'Oxfordien supérieur, non renversé. Les deux terrains ont à peu près la même inclinaison, mais je n'ai pu constater si la ligne de séparation était également inclinée ou verticale. D'après cette direction commune, il semblerait que la mollasse devrait s'élever encore plus haut au Nord-Ouest, dans les dépressions herbeuses qui montent entre les rochers. Il n'en est rien ; c'est, au contraire, le Jurassique supérieur qui s'abaisse vers la vallée ; la limite des affleurements de la mollasse est donc oblique à la direction des plis.

Du côté de Bonneville, la mollasse occupe encore le bas des pentes, mais, à cause des éboulements, on ne peut savoir jusqu'à quelle hauteur. Au-delà de Bonneville, elle monte jusqu'au point 629 (Chardon), où elle est exploitée en grandes carrières ; sur le chemin de ces carrières, elle se montre souvent verticale, mais la pente générale est toujours vers le Nord. Quoiqu'on soit à Chardon assez près du Jurassique, aucun contact n'est visible.

Enfin, au-delà d'Aïse, après une nouvelle traînée d'éboulis, on retrouve la mollasse jusqu'au haut du plateau d'Eponney, à près de 800 mètres; les bancs visibles sur un plus large espace, sont assez tourmentés et fortement inclinés, mais la pente est variable. Tout le long du plateau, la mollasse est en contact avec les cargneules triasiques, et au-dessus du village, ainsi que je l'ai déjà dit, on voit ces cargneules se replier vers le Sud, c'est-à-dire vers la mollasse. Il faut ajouter que ces cargneules appartiennent à la bande de Bovère, c'est-à-dire à un pli beaucoup plus oriental que ceux de Faucigny. *La mollasse est donc certainement transgressive par rapport aux plis qui viennent s'aligner et se presser dans la falaise de l'Arve.*

C'est assez pour conclure qu'il y a eu des mouvements antérieurs au dépôt de la mollasse ; ce n'est pas assez pour en déduire avec certitude l'importance relative de ces mouvements. Il est possible que la poussée vers le Sud se soit continuée avec assez d'énergie pour amener les terrains jurassiques à surplomber par place la mollasse, mais cela n'est pas prouvé. Je considère, au contraire, comme bien prouvé que la mollasse s'est déposée en discordance sur des couches déjà plissées.

Quant au point de savoir si la mer mollassique a passé par dessus l'emplacement actuel des collines de Faucigny et de Saint-Jean, comme le fait croire l'absence de phénomènes de rivage, ou si elle s'est avancée en golfe dans la vallée de l'Arve, on reste à ce sujet sans renseignement précis.

Il ne me semble pas que ces conclusions, sous la forme encore un peu vague qu'on peut leur donner, autorisent une séparation profonde entre l'histoire des chaînons étudiés et ceux de l'autre rive de l'Arve. La formule d'une discordance masquée en partie par des mouvements postérieurs, agissant dans le même sens que les mouvements précédents, me semble celle qui peut caractériser la position de la mollasse sur tout le pourtour de la chaîne alpine[1]. Ce serait seulement

[1] Maillard, dans son mémoire déjà cité sur l'autre rive de l'Arve (*Bull. Carte géol.*, t. I), dit en effet (p. 4) : « Du côté des Alpes, la mollasse a été soumise *en partie* aux dislocations qui ont éprouvé ces dernières chaînes et surtout à celles qui ont affecté la première chaîne

dans les chaînons *plus extérieurs*, comme ceux du Jura ou de la Grande-Chartreuse, que la discordance serait moins accusée. Si donc l'on voulait expliquer par une différence d'âge la différence de direction des chaînons des deux côtés de l'Arve, si du moins on voulait dire ainsi que les massifs du Nord de l'Arve ont été plissés avant le dépôt de la mollasse et ceux du Sud après ce dépôt, je crois que cette opinion serait en désaccord avec les faits ; la mollasse s'est déposée de part et d'autre contre des chaînons déjà ébauchés et dans l'intervalle de plis déjà très accentués.

Cette conclusion n'est aucunement en contradiction avec celle de M. Diener, qui, dans son livre sur la structure des Alpes-Occidentales[1], dit que la zone du Chablais forme une « unité tectonique » à part, distincte aussi bien par sa structure que par l'histoire de son développement géologique. Les chaînons montagneux ne se sont pas formés d'un seul coup ; et par conséquent les deux régions voisines, bien qu'arrivées toutes deux vers la fin des temps oligocènes à une même période de leur évolution orogénique, n'en ont pas moins pu, dans les temps qui ont précédé, avoir une histoire distincte et passer par des phases dissemblables. C'est bien là aussi ma manière de voir. Je crois même qu'on peut préciser : l'histoire de la formation des plis du Nord et du Sud de l'Arve n'a pas été la même *pendant la période crétacée*, et c'est pour cela qu'il existe maintenant entre les deux régions une coupure aussi brusque et aussi marquée. Cette opinion sera développée dans le chapitre suivant.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Résumé. — Le résultat principal de ce travail est de préciser les détails d'une structure qui, on peut le dire, apparaît au seul examen d'une carte topographique. Les chaînons alpins du Sud du lac de Genève décrivent entre la vallée du Rhône et celle de l'Arve un demi-cercle presque complet ; la déviation des plis s'accentue surtout près de la vallée de l'Arve et est particulièrement brusque dans le Môle, qui doit sans doute à cette circonstance son élévation plus grande ; les différents plis se rapprochent et se renversent l'un sur l'autre, en même temps qu'ils se tournent vers l'Est, et l'on arrive ainsi à en trouver jusqu'à quatre échelonnés dans un même escarpement. Les plis des collines de Faucigny, qui font suite au massif isolé des Voirons, obéissent à une loi semblable, mais ne se montrent pas aussi fortement comprimés les uns contre les

(le Semnoz) ». Plus loin (p. 45), en parlant des allures de la mollasse au pied du Parmelan, il dit encore : « Y a-t-il là une forte discordance ou bien le pan nord-ouest de la voûte du Parmelan se renverse-t-il sous lui-même dans la profondeur ? Je ne puis le dire, et *il me semble difficile d'admettre sans conteste cette dernière hypothèse.* »

[1] Diener, *Gebirgsbau der West Alpen*, p. 64.

autres, que ceux du Môle; de plus leurs lignes directrices, tout en prenant également la direction générale de l'Ouest à l'Est, sont très sinueuses, comme si la résistance à la poussée vers le Sud avait été inégale aux divers points; la tendance au chevauchement va d'ailleurs en s'accentuant à mesure qu'on s'avance vers l'Ouest, et c'est cette tendance, jointe à la sinuosité des plis, qui produit probablement l'apparence de « double pli », signalée par Favre au col de Reray.

Ces plis en demi-cercle entourent un massif de tout autre structure et de tout autre composition, où l'on signale même des pointements de roches éruptives[1]. Ce massif, que M. Jaccard désigne sous le nom de polygone du Chablais, est décrit par Favre comme formant un vaste fond de bateau, et est constitué presque uniquement par les masses puissantes de la brèche du Chablais et du Flysch. Il faut attendre le résultat des études entreprises par M. Renevier, pour savoir si la composition spéciale de ce massif a pu jouer un rôle, direct ou indirect, dans la forme des plis qui l'enveloppent. Mais je puis dire, dès maintenant, que les plis les plus orientaux, ceux qui bordent immédiatement le massif, vont se terminer en face du Môle, dans la pointe d'Orchez, qu'a étudiée M. Lugeon, et que leur extrémité est également déviée vers l'Est et renversée vers le Sud.

Les chaînons de la rive gauche de l'Arve, constitués surtout par le Crétacé, avec Éocène dans les synclinaux, sont bien connus par les travaux de Maillard. Ils se dévient aussi vers l'Est, en arrivant vers l'Arve, mais avec une convergence et un renversement moins prononcé.

Entre les deux, la mollasse aquitanienne remplit la vallée. Elle a subi des actions énergiques, mais est pourtant moins fortement plissée que le Jurassique sur lequel elle s'est certainement déposée en discordance. Cette discordance, dont on ne peut juger l'importance exacte, à cause de l'absence ou de la grande rareté des contacts découverts, semble pourtant du même ordre que celle qu'on observe tout le long de la chaîne.

Rebroussement probable des plis dans la vallée de l'Arve. Discussion des autres hypothèses. — Ceci étant posé, quelle signification et quelle cause peut-on attribuer à cette singulière convergence des plis venus du Nord ou du Sud, et également déviés vers l'Est?

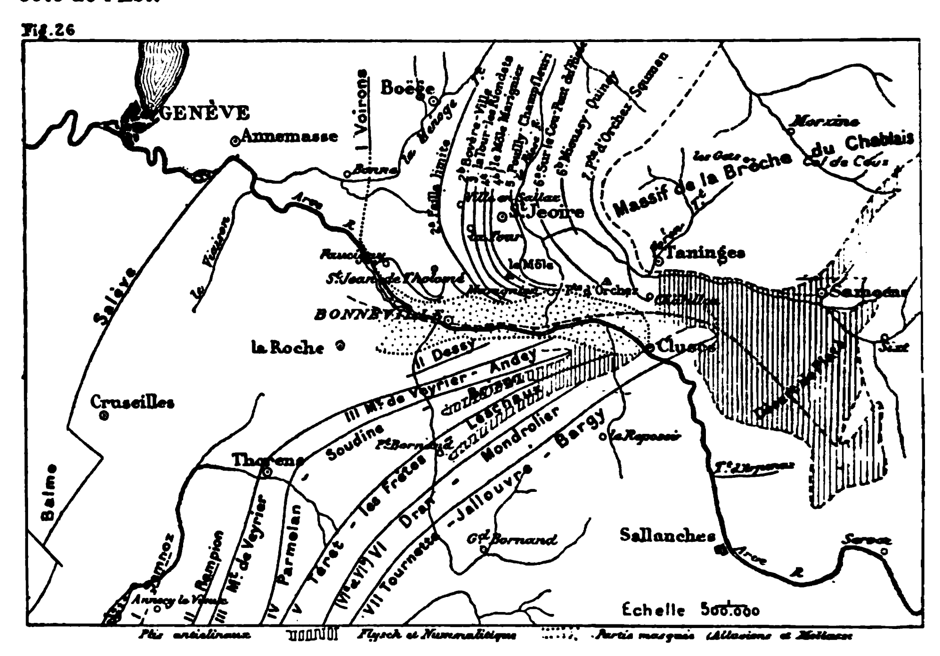
Avec les idées qu'on peut se faire maintenant, d'après les travaux de M. Suess, sur la continuité de la structure des plis, la signification ne me paraît pas douteuse : *ce sont les mêmes plis qui se continuent de part et d'autre de l'Arve*; ces plis, contrairement à la règle la plus ordinaire des pays de montagnes, se trouvent sur les deux rives affecter des terrains différents, à la fois comme âge et comme faciès; mais ils ne doivent pas pour cela être considérés comme distincts; les deux moitiés d'un même pli se rejoignent dans la vallée de l'Arve, après s'être déviés le long d'une véritable arête de rebroussement. De tels rebroussements ne sont pas sans doute fréquents, ils ne sont pourtant pas sans

[1] Voir l'étude de M. Michel Lévy, *Bull. des services de la carte géol.*, t. 3, n° 27, p. 39.

exemples, et M. Suess a appelé l'attention sur le phénomène, en le désignant sous le nom de *Schaarung*. L'exemple le plus grandiose est celui des bords du Jhelam dans le bassin de l'Indus, au pied de l'Himalaya[1].

Cette interprétation est d'ailleurs la seule possible, à moins qu'on ne suppose que les deux systèmes de plis s'arrêtent l'un et l'autre brusquement en se rencontrant. En effet il est facile de voir que ni l'un ni l'autre ne se prolonge du côté de l'Est.

Fig.26



Prenons d'abord, sur la rive gauche. le pli anticlinal du Bargy (pli n° VII de Maillard, v. la fig. 26). Comme l'a montré Maillard, il traverse l'Arve, se continue dans le rocher de Cluses, où il s'abaisse et vient se noyer sous l'Eocène. Cet Eocène forme une bande qui, dans la même direction, s'étend de Chatillon, par Samoens et le col de Couz, jusqu'au pied de la Dent du Midi ; de plus au Sud de cette ligne, il pénètre, par une sorte de golfe profond, jusque dans le voisinage de la chaîne cristalline, en recouvrant l'énorme massif du désert de Platée. Il est bon de remarquer que la bande éocène du col de Couz borde directement le polygone, ou massif, chablaisien.

Le synclinal qui fait suite à l'ouest à l'anticlinal VII (Tournette-Bargy), comprend du flysch, qu'on peut, si l'on veut, faire correspondre à celui de Chatillon ; mais les anticlinaux qui viennent ensuite (de VI à II), n'ont encore pas d'autre place pour se continuer. Il en est de même des plis de la rive droite, au nombre de plus de huit plis anticlinaux distincts. Toute cette série viendrait converger dans la bande étroite des terrains éocènes ; si elle s'y continue, elle

[1] Suess, *Das Antlitz der Erde*, t. I, p. 554.

devrait au moins la hacher de plis serrés, ce qui ne semble en aucune manière confirmé par les observations faites jusqu'ici. Il y a bien, le long de la vallée du Giffre, une série d'affleurements de gypses et de cargneules, que je considère comme triasiques malgré leur isolement au milieu du flysch, et dont la présence devient alors assez difficile à expliquer. En tout cas, sauf peut-être le pointement de Chatillon, aucun d'eux ne se présente comme une tête d'anticlinal surgissant du flysch. J'ai bien plutôt eu l'impression de restes épars et enfouis d'une nappe primitivement superposée, qui serait la continuation de la base des montagnes de l'autre rive, c'est-à-dire de la base du massif du Chablais[1].

[1] Cette explication, que je propose ici incidemment et sous toutes réserves, est celle qu m'avait été suggérée il y a trois ans, pour un exemple à peu près analogue, par la lecture du beau livre de M. Renevier sur les Alpes vaudoises. J'ai dit en débutant que M. Renevier s'était toujours prononcé énergiquement pour l'âge triasique des gypses et des cargneules des Alpes suisses; il n'a émis un doute dans la région décrite par lui que pour le petit lambeau de Bovonnaz, qui apparaît sur les flancs de la chaîne de l'Argentière, au milieu du Néocomien, peut-être même avec un peu de flysch au contact. Or ce lambeau se trouve à l'Est d'une traînée importante de gypses, que M. Renevier représente comme limitée à l'Est par une faille inclinée, qui les superpose aux terrains plus récents. Il suffit de supposer que cette faille se prolonge à peu près parallèlement au-dessus des croupes de la chaîne voisine, pour que le démantellement des terrains situés au-dessus de la faille ait pu laisser des lambeaux de gypse et de cargneules isolés au milieu des terrains plus récents (fig. 27). Ces lambeaux, qui peuvent par suite d'un affaissement sur place sembler plus ou moins profondément enfouis, seraient alors non pas des *Klippen*, mais des *îlots de recouvrement*. Ce serait le cas pour celui de Bovonnaz. Il resterait, il est vrai, à expliquer comment les déplacements auraient eu lieu là dans un sens opposé à celui des grands mouvements alpins, c'est-à-dire vers la chaîne centrale et non vers la plaine. Mais c'est là justement une analogie de plus entre le cas de Bovonnaz et celui des gypses de la vallée du Giffre. M. Lugeon a montré, dans une communication récente à la Société géologique de France, qu'au col de Couz, le flysch, avec lam-

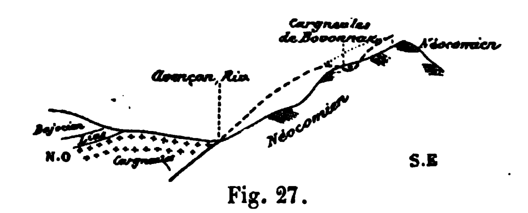


Fig. 27.

beau de Crétacé rouge intercalé, s'enfonçait vers l'Ouest sous le Trias et sous le massif du Chablais; par continuité il est légitime de supposer que dans toute cette partie, le massif du Chablais chevauche sur les terrains plus récents du côté de l'Est, c'est-à-dire du côté de la chaîne centrale. Le chevauchement aurait été autrefois plus étendu qu'il ne l'est actuellement, et, progressivement réduit par les érosions, il n'aurait laissé d'autres traces sur la rive gauche du Giffre que ces lambeaux épars de gypse et de cargneules. Le rapprochement avec le cas de Bovonnaz serait d'autant plus légitime et plus significatif, que les deux exemples appartiennent à la même bande de flysch.

Quant à la question des chevauchements en sens inverse, dont on aurait ici un double exemple, elle se rattache à celle du double pli de Glaris et à toute la géologie de la Suisse. Elle est bien trop vaste pour que je puisse l'aborder ici incidemment. Je me contente de rappeler qu'il y a dix ans j'avais indiqué la possibilité que les apparences de plis couchés en sens inverses (*Rückfaltung* de M. Suess), fussent dues à d'énormes chevauchements venus de la chaîne centrale, qui auraient superposé sur le sol helvétique deux séries indépendantes et auraient dépassé de beaucoup en ampleur tout ce que l'observation directe nous permet de

Mais quand même on voudrait voir dans ces cargneules des indices de plis répétés, quand même on admettrait que ces plis continuent ceux de la rive gauche de l'Arve, on ne peut raisonnablement faire la même hypothèse pour ceux de la rive droite. pour ceux que nous avons étudiés dans le Môle. Ces plis en effet, viennent en faisceau serré de l'extrémité orientale du lac de Genève, et même en réalité du lac de Thun ; après les avoir suivis, ainsi orientés du N.-E. au S.-O. sur une longueur de plus de 100 kilomètres, on les verrait, une fois arrivés à l'Arve, non seulement se dévier vers l'Est, mais se replier complètement sur eux-mêmes, revenir vers le Nord-Est, jusqu'à la vallée du Rhône et au lac de Thun, toujours accolés, dans ce nouveau parcours en sens inverse, contre la première partie du tracé. Il suffit d'énoncer l'hypothèse et ses conséquences pour en montrer l'impossibilité[1].

Si l'on convient qu'on ne doit pas chercher vers le Nord-Est la continuation, même virtuelle, des plis du Môle, il ne reste plus qu'à les raccorder avec ceux de la rive gauche, ou à admettre qu'ils cessent brusquement. L'idée qu'un pli ou qu'un système de plis doit s'arrêter quelque part, qu'il doit arriver à s'effacer et à disparaître, est une idée en elle-même toute simple et toute naturelle ; mais cette disparition des plis ne doit certainement pas se faire au point où ils ont produit leur maximum d'effet mécanique. C'est pourtant ce qu'il faudrait supposer pour la vallée de l'Arve, et il y aurait là, au point de vue mécanique comme au point de vue des analogies, une bien plus grande anomalie que celle d'un rebroussement.

constater. M. Schardt a été amené depuis par ses études personnelles à une théorie qui aboutit, au fond, à une conception analogue. En attendant les preuves que nous fournira M. Schardt, cette coïncidence ne peut que me confirmer, jusqu'à nouvel ordre, dans mon idée primitive. Si le pli *couché vers le Sud*, qui semble traverser la Suisse depuis Glaris jusqu'au Chablais, était un pli *continu*, il y aurait certainement une moindre difficulté mécanique à admettre ce déversement local en sens opposé, ou ce qui revient au même, l'existence d'un chaînon montrant la structure en éventail, qu'à supposer des déplacements horizontaux atteignant et dépassant quarante kilomètres. Mais l'objection capitale, c'est que ce pli ne serait pas continu ; il s'interrompt, précisément au droit des grandes vallées transversales, pour ne plus laisser voir que le substratum éocène sur lequel ses deux flancs seraient déversés de part et d'autre. C'est ce qui arrive pour la vallée de la Reuss, pour les abords du lac de Thun et peut-être même aussi pour la vallée du Rhône. Tant que cette difficulté n'aura pas été éclaircie, et sans nier les objections qu'on peut faire à l'autre hypothèse, je pense que pour chaque cas particulier il y a lieu de l'examiner et de la discuter.

[1] Ces lignes étaient déjà écrites depuis longtemps et envoyées à l'impression, quand M. Haug a fait à la Société Géologique (18 déc. 1892), une communication sur les hautes chaînes de la frontière suisse, dans laquelle, à la suite de plusieurs autres conclusions intéressantes, il adoptait précisément cette hypothèse, et en acceptait toutes les conséquences. J'ai donc eu tort de dire qu'il suffit d'énoncer ces conséquences pour en montrer l'impossibilité. Je maintiens pourtant entièrement le fond, sinon la forme, de mes conclusions. On peut bien admettre des plis sinueux, mais non pas des plis *repliés sur eux-mêmes* tout le long de la chaîne. Cette conception n'aboutirait à rien moins qu'à modifier toutes nos idées sur la propagation des plis et sur l'allure des lignes directrices. Ces idées sans doute ne doivent pas être érigées à l'état de dogme inattaquable ; mais elles sont le résultat d'une série d'observations concordantes, et ne pourraient être ébranlées que par des observations contraires, également précises et certaines. Or ici, il ne s'agit que d'*interprétations*, en tout cas très contestables ; car elles mènent à raccorder à distance des plis jurassiques et crétacés, à travers une bande de flysch, dans laquelle on n'a ni constaté ni suivi leur prolongation, même affaiblie. (*Note ajoutée pendant l'impression*).

Différence des terrains des deux rives. Rapports de cette composition différente avec la déviation des plis. — Ce qui, au premier abord, contribue à écarter cette idée d'un rebroussement et d'une correspondance des plis sur les deux rives de l'Arve, c'est, comme je l'ai dit, la composition *absolument différente* des chaînons des deux rives. La composition est différente, non seulement parce que les terrains ne sont pas les mêmes, ce qui pourrait être attribué à une dénudation inégale ; mais les étages qui sont représentés des deux côtés, le sont par des couches très dissemblables. Ainsi le Crétacé inférieur, qui forme presque toutes les montagnes de la rive gauche, fait absolument défaut dans le Môle, où les couches rouges du Crétacé supérieur reposent directement sur le Jurassique. Ces couches rouges à Foraminifères ne ressemblent pas au Sénonien à silex décrit par Maillard, et quand le Néocomien apparaît dans les collines de Faucigny il ne correspond pas davantage, même sans parler de l'absence de l'Urgonien, aux alternances schisteuses et calcaires de l'autre rive.

Il est certain *qu'en général* les mêmes faciès se poursuivent dans les mêmes chaînons ; le fait est en rapport direct avec l'idée de mouvements plus ou moins continus, se répétant aux mêmes places. Mais cette explication même montre que la règle n'a rien de nécessaire et qu'elle peut subir des exceptions. En essayant d'analyser les conditions qui ont pu amener ces exceptions, on trouve qu'elles ont dû tout naturellement produire une déviation locale des plis, et que, par exemple, pour le cas de l'Arve et du rebroussement qu'on peut y supposer, la modification des faciès se relierait à la cause même du phénomène et en fournirait la meilleure explication.

Je dois dire avant tout que l'idée *d'une faille* dans la vallée de l'Arve, par laquelle on se serait contenté autrefois de traduire le phénomène, ne résoud rien, n'explique rien et ne correspondrait même pas à une opinion déterminée sur la nature des mouvements subis. Qu'on veuille la continuer parallèlement à l'Arve au-dessus de Cluses, ou le long du massif du Chablais par la vallée du Giffre et le col de Couz, cette faille n'est pas une faille d'affaissement, comme il est facile de le montrer d'après le sens inverse des rejets dans la première hypothèse, d'après sa faible inclinaison au col de Couz dans la seconde hypothèse ; d'ailleurs une faille d'affaissement n'explique ni la déviation des plis ni le changement des faciès. Cette faille ne serait pas non plus une faille de décrochement, puisqu'on ne retrouve ni à l'Est ni à l'Ouest la continuation rejetée des massifs interrompus. Elle serait encore moins une faille de plissement, puisqu'elle coupe obliquement la série des plis qu'elle rencontre. Elle ne rentrerait dans aucune des catégories qu'on peut rattacher aux mouvements orogéniques ; elle ne se relierait à aucune des phases du phénomène que nous voulons analyser. Je ne dis pas qu'il n'y ait pas de faille dans la vallée de l'Arve, et je n'en sais absolument rien. Je dis seulement que, si cette faille existe, elle n'est qu'un accident secondaire et sans importance, qu'on peut à volonté ajouter ou supprimer sans modifier l'explication, sans la rendre ni plus facile ni plus claire.

Laissant donc de côté la question et le mot de faille, cherchons à nous repré-

senter les conditions de sédimentation qui ont amené les différences de faciès sur les deux rives de l'Arve ; les différences sont surtout marquées, ou au moins surtout connues, pour le Crétacé. Plus de mille mètres de couches s'accumulaient au Sud, pendant que rien ne se déposait sur l'emplacement du Môle, et le même fait se produisait sur tout le bord de la vallée du Giffre. L'explication naturelle est que le Nord restait un haut fond, peut-être partiellement émergé, où plutôt les courants empêchaient les dépôts de se produire (comme c'est le cas actuellement dans une partie de la Manche), tandis que le Sud s'affaissait progressivement. Le résultat (ou la cause) de ce mouvement est la formation d'un pli (monoclinal ou anticlinal) sur le bord du bassin d'affaissement. On peut même remarquer, dans le cas actuel, que la direction de ce pli est sensiblement perpendiculaire à la *direction moyenne* des plis alpins dans les massifs voisins, abstraction faite bien entendu de la déviation locale dans la vallée de l'Arve.

Au même moment, à côté de ce pli, se formait un pli perpendiculaire dans la direction Nord-Sud ; c'est ce que montre l'absence du Néocomien à l'Ouest des Braffes et du Môle, tandis que cet étage est représenté, à l'Est et à l'Ouest, dans les chaînons voisins. On conçoit que la propagation de ce pli vers le Sud ait pu être entravée par l'affaissement et par les conditions spéciales de résistance qui en résultaient. Dès lors les deux plis voisins, qui venaient aboutir et s'arrêter au même point, ont dû se raccorder en formant un pli courbe unique. C'est là à mes yeux un exemple très rationnel des cas où peut se trouver vérifiée la formule générale que j'ai proposée autre part [1] : quand des chaînons montagneux se forment en suivant un système de plis déjà ébauché et composé d'un double réseau orthogonal, il peut se faire que les mêmes chaînons suivent alternativement la direction de l'un et de l'autre réseau.

Quoi que d'ailleurs on veuille penser de cette généralisation, il n'en est pas moins vrai que la formation à l'époque crétacée d'un pli courbe sur l'emplacement du Môle, est une conséquence naturelle des conditions anciennes que nous révèle l'étude de la géologie actuelle. Or par suite de la tendance des plis de l'écorce à se produire aux mêmes places (2), ce pli une fois formé a dû s'accentuer, et les plis voisins se former, comme toujours, à peu près parallèlement. Une fois le phénomène en quelque sorte amorcé, la continuation des mêmes efforts et l'avancement progressif des masses vers l'Ouest ne pouvaient que développer la composante Nord-Sud, qui a rejeté et serré l'un contre l'autre les deux massifs momentanément rendus indépendants. La déviation d'ailleurs n'a été que locale, parce qu'une fois l'affaissement, auquel elle serait due, comblé par les dépôts crétacés, les conditions de résistance se sont trouvées égalisées de part et d'autre, et les plissements ont repris leur tendance générale à se conformer au dessin primitif.

[1] C. R. Ac. Sc., 22 fév. 1892.

[2] Je considère qu'il n'y a pas seulement une *tendance*, mais bien une véritable loi ; je cherche seulement dans cet exposé à diminuer le plus possible la part théorique d'idées personnelles, qu'il n'est pas nécessaire de partager pour admettre l'explication proposée dans le cas actuel.

J'ajouterai que les deux autres exemples bien connus en Suisse d'interruption apparente ou déviation brusque d'un système de plis, celui de la vallée du Rhin entre Coire et le lac de Constance, comme, sur une moindre échelle, celui du lac de Thun, sont liés également à une brusque modification dans la composition de certains étages : le Trias alpin, si développé à l'Est du Rhin, fait défaut à l'Ouest, où les dépôts du même âge, avec une tout autre composition, n'ont plus qu'une épaisseur insignifiante. De même le Crétacé des chaînons subalpins de la Schrattenfluh, au Nord du lac de Thun, fait complètement défaut dans les chaînons des Gastlosen qui leur font face au Sud.

Schéma des plis. Conclusion. — Si le phénomène qui donne une physionomie si particulière à la vallée de l'Arve auprès de Bonneville, peut en réalité se résumer dans un *renfoncement* local des plis vers le massif central, on voit par un coup d'œil jeté, même sur l'ancienne carte de Studer, que ce *renfoncement* semblerait s'être propagé très loin vers la chaîne cristalline, et que le golfe profond décrit par les contours de l'Eocène dans le massif de Platée, pourrait avec vraisemblance en être considéré comme la continuation. La direction générale ainsi déterminée (fig. 26) resterait *à peu près perpendiculaire* au système des plis principaux.

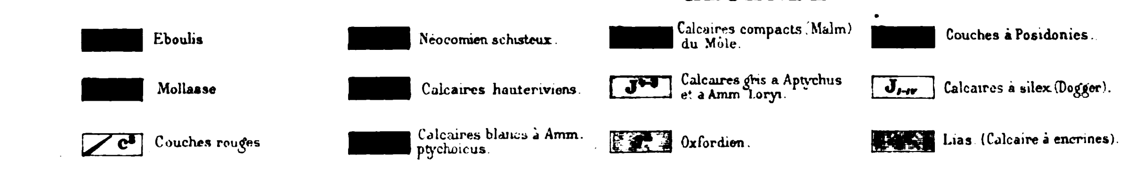
Il est presque inutile d'ajouter qu'il serait illusoire de chercher une correspondance pli par pli entre les deux rives. Pour les plis du Sud, dans le schéma, fig. 26, j'ai conservé les notations de Maillard (fig. 1, pl. VI du mémoire cité). Pour les plis du Nord, j'ai indiqué par un même numéro (I) la correspondance probable des Voirons avec le Semnoz, qui surgit de la même manière de la plaine mollassique, en avant du massif principal. J'ai numéroté les autres plis de la rive droite en chiffres arabes pour bien montrer qu'il ne s'agit pas à mes yeux de parallélisme précis dans le détail. J'ai raccordé par un pointillé le pli (n° 7) de la pointe d'Orchez avec le pli (n° VII) des chaînons Tournette-Bargy ; c'est le raccordement qui m'a semblé le plus naturel ; mais je ne ferais aucune difficulté d'admettre qu'il doive plutôt se faire avec un pli situé plus à l'Ouest, le pli VI ou V par exemple. Malgré ces réserves, on peut remarquer qu'en tenant compte du fait que le pli VI de Maillard est en réalité un pli double (pl. VII, coupes 6, 5 3 et 2) et que le pli II est également dédoublé (coupe 3 de la même planche), le nombre des plis, à un près, est le même de part et d'autre. L'anticlinal de la mollasse (fig. 1, pl. IX de Maillard) correspondrait à la continuation souterraine du Semnoz et des Voirons.

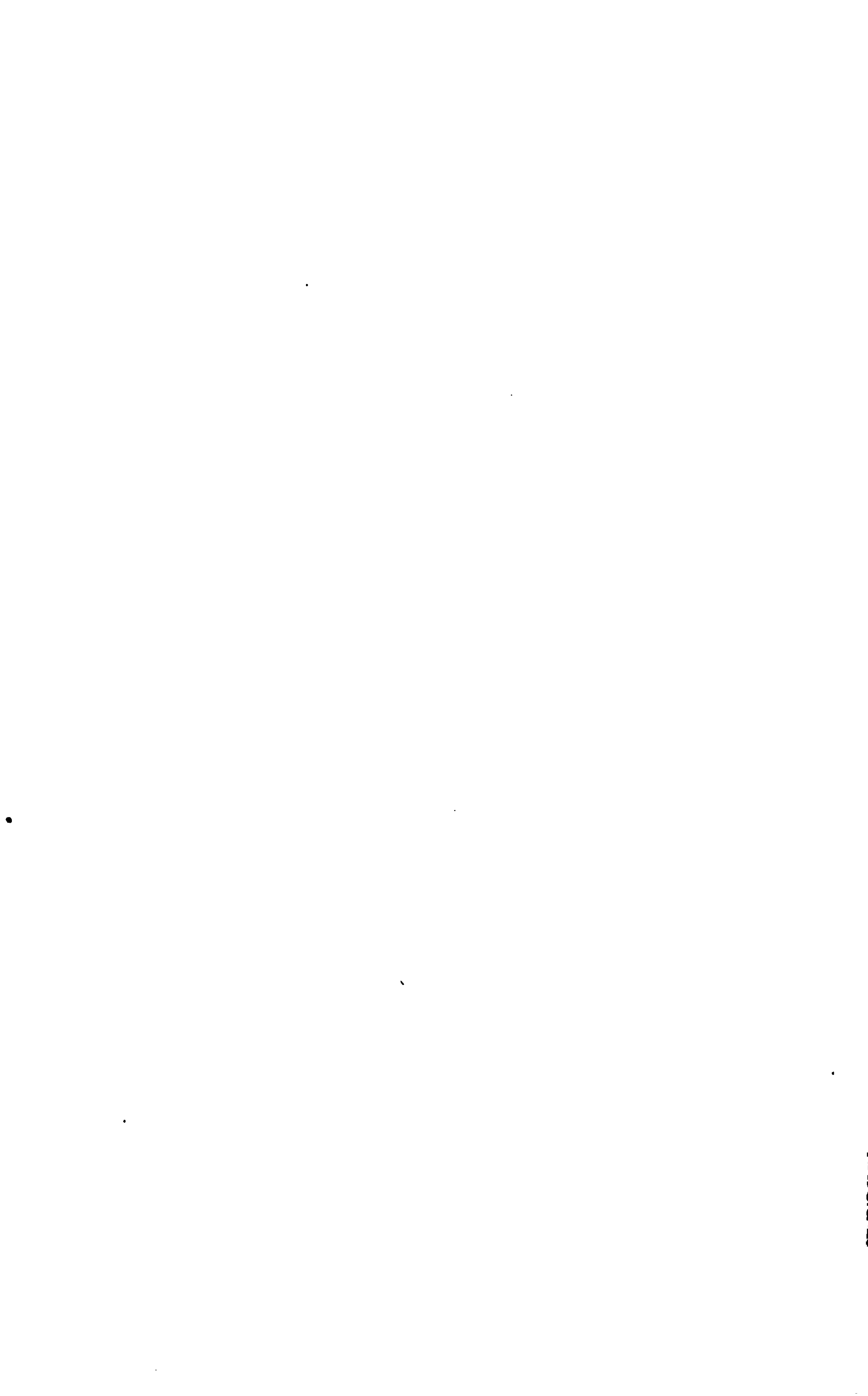
Ces considérations, que j'ai cru intéressant d'indiquer, m'ont entraîné un peu loin du massif du Môle. J'y reviens pour rappeler en terminant que, même si l'on veut rejeter l'explication proposée, les résultats des observations en restent indépendants : *les plis Nord-Sud qui viennent des bords du lac de Genève, au moment où ils arrivent près de la vallée de l'Arve, se dévient vers l'Est en se renversant vers le Sud, et ils ne se continuent pas dans cette direction au delà de Chatillon.*

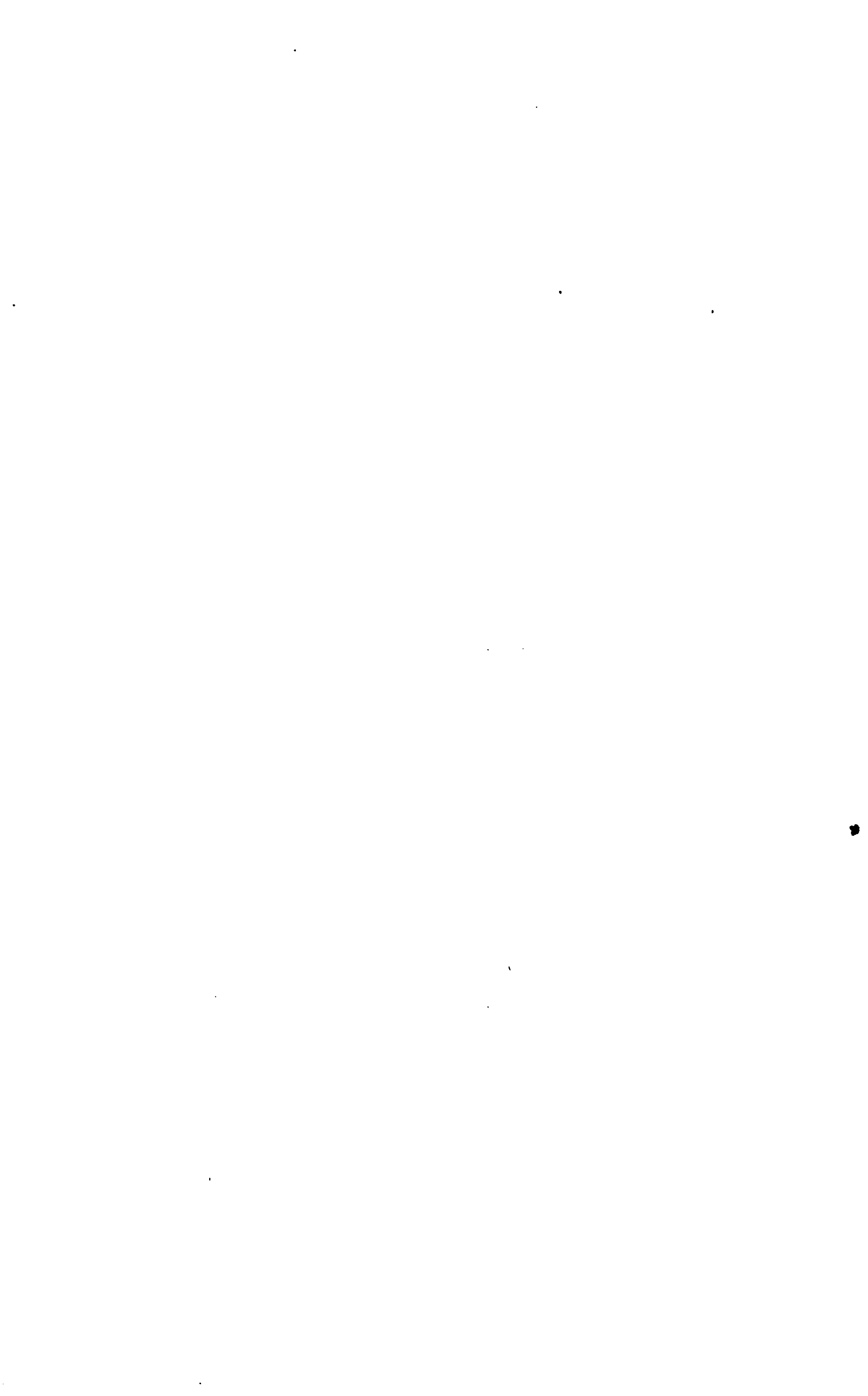
CARTE GÉOLOGIQUE DU MÔLE ET DES COLLINES DE FAUCIGNY

Bulletin des Services de la Carte Géologique de France et des Topographies souterraines
Bulletin N° 32 Tome IV. (1892-1893) Décembre 1892.

LÉGENDE









Nº 14. Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le bassin de Paris. par GUSTAVE F. DOLLFUS. 1 brochure grand in-8º, avec 16 figures dans le texte et 1 carte. . . . . 4 fr. 75

Nº 15. Note sur la formation géologique du Forez et du Roannais par LE VERRIER, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8º, avec 41 figures dans le texte et 4 planches. . . . . 4 fr. 75

Nº 16. I. Note sur les sables de la vallée d'Apt, par KILIAN, de la Faculté des sciences de Grenoble, et F. LEENHARDT, de la Faculté théologique protestante de Montauban. — II. Note sur la découverte de l'horizon du Montaiguet à *Bulimus Hopei* dans le bassin d'Apt, par DEPÉRET et LEENHARD. — III. Note sur le Pliocène et sur la position stratigraphique des couches à Congéries de Théziers (Gard), par DEPÉRET. 1 brochure grand in-8º, avec 10 figures dans le texte et une planche. . . . . 1 fr. 75

Nº 17. Note sur la structure des Corbières, par EMM. DE MARGERIE, 1 brochure grand in-8 avec 3 figures dans le texte et une planche. . . . . 2 fr. 50

Nº 18. I. Note sur la continuation de la chaîne de la Sainte-Beaume, II, III, IV et V. Notes sur quelques points de la feuille de Castellane, par PH. ZURCHER. 3 fr. 25

Nº 19. Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Sud-Ouest de la France, par VASSEUR . . . . 0 fr. 75

Nº 20. Etude sur la constitution géologique du Massif de la Vanoise. par TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'Ecole de Saint-Etienne. 1 volume grand in-8º, avec 58 figures dans le texte, une carte géologique et 9 planches . . . . . . 10 fr.

Nº 21. Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises, par ÉMILE HAUG, docteur ès-sciences, chef des travaux pratiques au Laboratoire de géologie de la Faculté des sciences de Paris. 1 volume grand in-8º, avec figures dans le texte, une carte géologique et 3 planches. 10 fr.

Nº 22. Note de M. MICHEL LÉVY sur les derniers travaux de G. Maillard. II. III. Note sur les diverses régions de la feuille d'Annecy, par G. MAILLARD. 1 brochure grand in-8º, avec 45 figures dans le texte . . . . 2 fr. 50

Nº 23. I. Contribution à la géologie de l'Oise. Notice géologique de Beauvais, par H. THOMAS, contrôleur principal des mines, chef des travaux graphiques de la carte géologique de la France. — II. Note sur le trias de l'Ariège et de l'Aude par C. DE LACVIVIER, proviseur du lycée de Montpellier. 1 brochure grand in-8º avec figures dans le texte . . . . 1 fr. 50

Nº 24. Le Massif d'Allauch, par M. BERTRAND, ingénieur en chef des mines, professeur de géologie à l'Ecole nationale des Mines. 1 brochure grand in 8 avec 28 figures dans le texte et 2 planches . . . . 3 fr. 50

Nº 25. Etude sur la craie supérieure. La craie des Corbières par M. A. DE GROSSOUVRE, ingénieur en chef des Mines, avec 5 figures dans le texte. . . . . 0 fr. 75

Nº 26. Étude sur les massifs du Chablais compris entre l'Arve et la Drance: (Feuilles de Thonon et d'Annecy) par M. AUG. JACCARD, professeur de géologie à l'Académie de Neufchâtel (Suisse). 1 br. gr. in-8º avec 44 fig. dans le texte. 2 fr. 25

Nº 27. Note sur la prolongation vers le sud de la Chaîne des Aiguilles Rouges, montagnes de Pormenaz et du Prarion, par M. A. MICHEL LÉVY, Ingénieur en chef des Mines, Directeur du service de la carte géologique détaillée de la France. 1 brochure grand in-8º avec 7 planches et 18 figures . . . . 3 fr. 50

Nº 28. Description géologique du Velay, par MARCELLIN BOULE. 1 brochure grand in-8º avec 11 planches et 80 figures dans le texte. . . . . 12 fr. »

Nº 29. Contact du Jura méridional et de la zone subalpine aux environs de Chambéry (Savoie) par M. HOLLANDE. 1 brochure grand in-8 avec 23 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

Nº 30. Etudes sur le Plateau central. — I. La Vallée du Cher dans la région de Montluçon, par L. DE LAUNAY, ingénieur des mines, professeur à l'Ecole nationale des mines. 1 brochure grand in-8 avec 23 figures dans le texte et 6 planches. 3 fr. 50

Laval. — Imprimerie et stéréotypie E. JAMIN, 8, rue Ricordaine.

MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS

BULLETIN DES SERVICES

DE LA

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

ET DES

TOPOGRAPHIES SOUTERRAINES

N° 33. — Tome IV 1892-1893. — Décembre 1892.

SUR LES PLISSEMENTS SILURIENS

DANS LA

RÉGION DU COTENTIN

PAR

M. L. LECORNU

Ingénieur des Mines,

Maître de Conférences à la Faculté des Sciences de Caen.

PARIS

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET Cie, ÉDITEURS

15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15

MÊME MAISON A LIÉGE, RUE DES DOMINICAINS, 7

1892

Le Bulletin de la Carte Géologique de la France paraît par fascicules contenant chacun un mémoire complet, dont la réunion forme chaque année un beau volume grand in-8° accompagné d'un grand nombre de planches, avec de nombreuses figures intercalées dans le texte.

Prix de l'abonnement ou de l'année parue. . . . . . . **20 fr.**

(Les trois premières années sont en vente)

Il a été tiré à part un certain nombre d'exemplaires de chacun des bulletins destinés à être vendus séparément aux prix suivants:

N° 1. Étude sur le massif cristallin du Mont-Pilat, sur la bordure orientale du Plateau Central, entre Vienne et Saint-Vallier, et sur la prolongation des plis synclinaux houillers de Saint-Étienne et Vienne, par Termier, ingénieur des mines, professeur à l'École de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 28 figures dans le texte et 2 planches. . . . . 3 fr. 75

N° 2. Note sur les terrains d'alluvions des environs de Lyon, par Delafond, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 25

N° 3. Note sur l'existence des phénomènes de recouvrement dans les Pyrénées de l'Aude, par L. Carez, docteur ès sciences naturelles, 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 00

N° 4. Note sur les roches primitives de la feuille de Brives, par L. De Launay, ingénieur des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . 0 fr. 75

N° 5. Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille, par Ch. Depéret, professeur à la faculté des sciences de Lyon. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 6. Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville, et de la région comprise entre Le Buet et Sallanches (Haute-Savoie), par Gustave Maillard, conservateur du musée d'Annecy. 1 brochure grand in-8°, avec planches . . 5 fr. 25

N° 7. Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom (Finistère), par Charles Barrois, professeur-adjoint à la Faculté des Sciences de Lille. 1 volume grand in-8°, avec 23 figures dans le texte et 1 planche. . . . . 4 fr. 00

N° 8. Relations entre les sables de l'Eocène inférieur dans le Nord de la France et dans le bassin de Paris par J. Gosselet, professeur à la faculté des sciences de Lille, membre correspondant de l'Institut. 1 brochure grand in-8°, avec 7 figures dans le texte. . . . . 0 fr. 75

N° 9. Etude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc par Michel Levy, Ingénieur en chef des mines, directeur du service de la carte géologique de France, 1 brochure, grand in-8°, avec 4 planches en photogravure, une planche de coupe et des figures dans le texte . . . . 2 fr. 50

N° 10. Note sur la stratigraphie du Plateau central entre Tulle et Saint-Céré par Mouret, ingénieur des Ponts-et-chaussées. 1 brochure grand in-8°, avec une planche de coupes et une carte géologique . . . . 2 fr. 75

N° 11. I. Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège (feuille de Foix). — II. Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne, par A. Lacroix, préparateur au collège de France. 1 brochure grand in-8°, avec 12 figures dans le texte . . . . 3 fr.

N° 12. I. Nouvelle subdivision dans les terrains Bressans. — II. Bassin de Blanzy et du Creusot, par Delafond, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 13. Les éruptions du Velay. I. Roches éruptives de Meygal. — II. Argiles métamorphosées par le phonolithe, à Saint-Pierre-Eynac, par P. Termier, ingénieur des mines, professeur à l'École des Mines de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 11 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 33. — TOME IV, 1892-1893. DÉCEMBRE 1892.

SUR LES PLISSEMENTS SILURIENS

DANS LA

RÉGION DU COTENTIN

PAR

L. LECORNU

Ingénieur des Mines,

Maître de conférences à la Faculté des Sciences de Caen.

L'ordre de succession des couches siluriennes et dévoniennes en Normandie a été, dès 1861, clairement établi par Dalimier, et vérifié depuis lors à maintes reprises. On peut le résumer, dans ses termes principaux, au moyen de la coupe suivante :

Légende générale

Dévonien inférieur. — *Schistes pourprés*

Silurien supérieur. — *Poudingue et marbre associé.*

Grès de May. — *Phyllades*

Schistes d'Angers. — *Granite*

Grès armoricain.

Dévonien inférieur (d').

Silurien
- Schistes ampéliteux (s^4).
- Grès de May (s^3).
- Schistes ardoisiers (étage d'Angers) (s^2).
- *Minerai de fer.*
- Grès armoricain (s^1).
- Schistes verts ou rouges et grès pourprés (s^b).
- Poudingue pourpré avec marbre associé (s^a).

Phyllades de Saint-Lo (X).

Il va sans dire que cette coupe constitue une sorte de type idéal, ne se réalisant nulle part d'une manière bien complète. Dans certaines régions, on constate des lacunes plus ou moins importantes ; parfois les variations de faciès sont telles qu'il devient très difficile, en l'absence de fossiles, d'assigner le niveau exact de l'affleurement en présence duquel on se trouve. Dalimier lui-même s'est trompé plus d'une fois dans l'application, confondant par exemple les schistes verts, supérieurs au poudingue, avec les phyllades inférieurs, ou bien encore le grès de May avec le grès armoricain. C'est par de patientes études de détail que l'on est parvenu, peu à peu, à corriger les erreurs d'attribution, à préciser les limites de séparation, à changer enfin les probabilités en certitude. Dès à présent, on peut dire que cette besogne est fort avancée et que la physionomie du pays, telle que la représente la carte géologique, est suffisamment ressemblante. S'il reste des trouvailles à espérer, c'est plutôt au point de vue de la paléontologie pure : soit que l'on parvienne enfin à mettre la main sur quelque représentant de la faune première, soit que l'on découvre dans le dévonien des niveau plus élevés que celui de Nehou.

Cependant quelque chose manque encore, semble-t-il, à notre connaissance complète du silurien normand. L'analyse est terminée, ou peu s'en faut ; il reste à entreprendre la synthèse. Il faut, s'il est possible, à travers les accidents de détail, tâcher de rétablir la continuité des plis, deviner l'allure des parties cachées, distinguer les diverses influences qui ont modifié, à chaque époque, soit la position des couches déjà formées, soit les conditions de la sédimentation, remonter enfin aux causes mécaniques des phénomènes. Je viens exposer ici quelques idées encore incomplètes concernant ce difficile sujet sans prétendre les imposer en aucune façon, ni même oser dire qu'il ne m'arrivera pas tôt ou tard de les modifier.

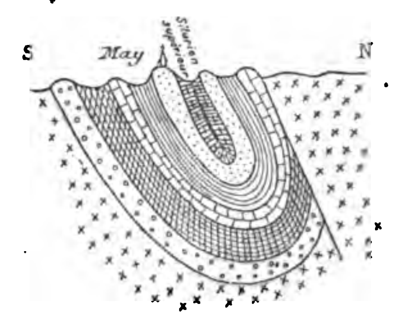
La région dont il va être spécialement question dans ce travail est limitée au Nord et à l'Ouest par les côtes du Calvados et de la Manche ; au Sud par la chaîne granitique qui règne, d'une manière presque continue, de la pointe de Carolles aux environs d'Argentan ; à l'Est, par le cours de la Dives. Elle correspond, sur la carte d'Etat-Major, aux feuilles de Falaise, Coutances, Caen, Saint-Lo, Barneville, Cherbourg, les Pieux. Le terrain silurien s'y trouve en partie recouvert par des formations plus récentes, qui le dérobent à la vue, et laissent par conséquent le champ libre à l'hypothèse.

Dans le Calvados, le dévonien est absent et l'on peut distinguer trois massifs siluriens allongés parallèlement à une même direction N.O.-S.E. Ce sont, du Nord au Sud, les massifs de May, de la Brèche au Diable et de Falaise.

Le *massif de May* s'étend, à peu de distance au Sud de Caen, sur une longueur visible de douze kilomètres environ ; la vallée de l'Orne le traverse dans toute sa largeur, qui est de 4 kilomètres. Il comprend la série à peu près complète, depuis le poudingue pourpré jusqu'aux schistes ampéliteux avec calcaire à *Cardiola interrupta*. Le poudingue pourpré repose en complète discordance sur les phyllades très redressés : cette discordance est du reste la règle générale dans la contrée qui nous occupe. En 1887 (*Bulletin de la Société*

linnéenne de Normandie) j'ai tâché de faire voir que la stratigraphie du massif de May est bien plus simple qu'on ne l'avait cru jusqu'alors, et que la forme générale est celle d'un pli isoclinal ayant pour axe le silurien supérieur. (Fig. 1).

Fig. 1 Coupe du massif de May



S'il en est ainsi, les affleurements qui tous plongent vers le Nord doivent, de part et d'autre des schistes ampéliteux, se reproduire symétriquement en sens inverse : c'est en effet ce qui a lieu, au moins d'une manière approximative. Tout récemment, cette théorie a reçu une confirmation importante. En effet, la couche de minerai de fer, qui n'était connue que dans la partie non renversée du massif, a été retrouvée, sous le jurassique, dans la partie renversée, précisément à la place que la coupe permettait de prévoir : sa puissance en ce point semble, d'après les travaux déjà faits, en vue de l'obtention d'une concession, s'élever au chiffre de 2m50. Sa direction moyenne est voisine de celle (N. 120° E.) qu'on observe dans le grès de May, mais l'allure est troublée par des déviations locales, qui paraissent même compliquées de cassures. Ce n'est pas là du reste, le seul accroc à la régularité du plissement, et les poudingues et marbres inférieurs, bien développés à Laize et Vieux, dans le flanc sud, n'existent pas dans le flanc nord : la base du silurien semble donc avoir disparu au Nord, par l'effet d'une faille longitudinale. Mais ces perturbations n'enlèvent pas à l'ensemble de la coupe le caractère isoclinal. Si l'on parcourt le massif dans le sens de sa longueur, on constate que, vers l'Est, il se perd assez vite sous le terrain jurassique tandis que vers l'Ouest en atteignant la vallée de l'Odon, il se trouve interrompu brusquement par une cassure accompagnée de ploiements, bizarres des couches. A mon avis, on touche ici le fond du pli qui vient affleurer par suite d'une légère inclinaison de la charnière et la cassure montre que le mouvement de refoulement a été poussé trop loin pour respecter la continuité des couches.

Le *massif de la Brèche au Diable* (Fig. 2) est traversé par la vallée de la Laize qui en fournit une très bonne coupe sous forme d'un pli synclinal. Le silurien supérieur n'est pas visible ; mais peut être existe-t-il, caché par les alluvions de la vallée. Les autres étages présentent des affleurements bien développés. En particulier

le minerai de fer apparaît une première fois dans le flanc Nord, à Urville, où existait jadis une concession et où l'on fait des recherches actives en vue de l'obtention d'une concession nouvelle ; il apparaît une seconde fois dans le flanc Sud, non loin du Mesnil-Aumont, où il a été exploité dans les siècles précédents. Ces gisements de la vallée de la Laize pourront être exploités avec

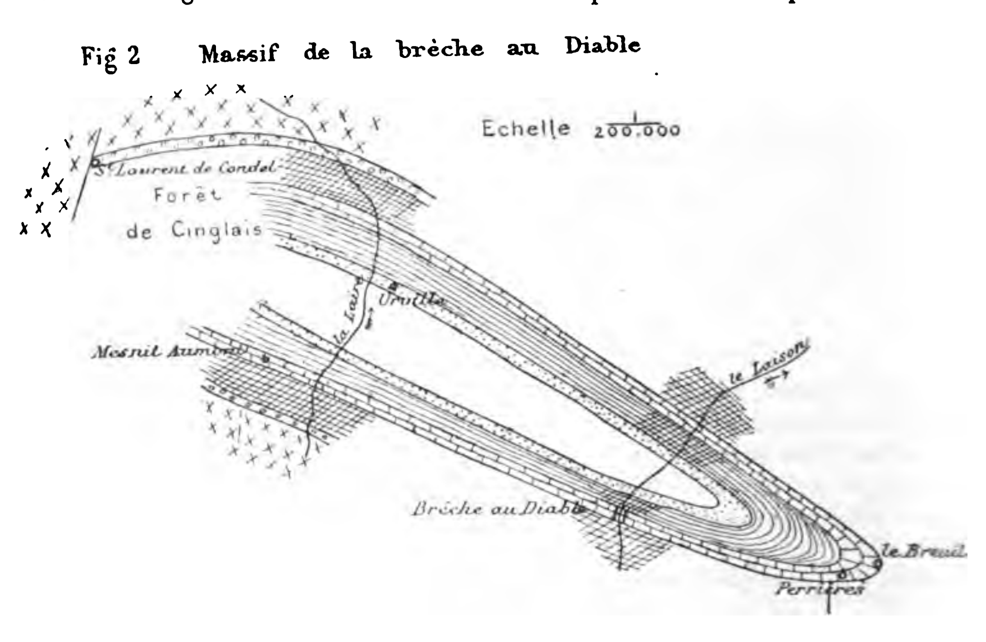


Fig 2 Massif de la brèche au Diable

profit, le jour où l'on disposera de moyens de transport convenables. Une autre coupe, moins complète, est donnée par la vallée du Laizon, où le grès armoricain constitue les roches de la Brèche au Diable, visitées chaque année par de nombreux touristes. En 1890 (*Bulletin de la Société linnéenne*) j'ai montré que ces deux coupes, partiellement décrites par divers géologues, se rattachent facilement l'une à l'autre et appartiennent au même massif silurien. Ce massif est en grande partie caché sous le manteau jurassique ; pourtant les crêtes gréseuses qui surgissent de loin en loin dans la plaine permettent de se rendre compte de son allure et de reconnaître que, dans la direction de l'Est, il se termine en pointe vers le village de Perrières. Dans les importantes carrières de grès armoricain exploitées au Breuil, près de Perrières, on voit la direction des couches devenir subitement perpendiculaire à la direction générale du massif, marquant ainsi, de la façon la plus nette, la jonction entre les deux lignes d'affleurement du grès armoricain. Du côté de l'Ouest, le massif de la Brèche au Diable va se perdre sous le diluvium de la forêt de Cinglais. Toutefois, on constate que le poudingue pourpré du flanc Nord s'infléchit progressivement et passe de la direction N.O-S.E. à la direction N.E.-SO, dessinant ainsi un commencement de fermeture de la cuvette synclinale. Cette ligne de poudingue

s'arrête brusquement près de Saint-Laurent de Condel, par l'effet d'une faille transversale qui doit tronquer tout le massif : en arrivant à la vallée de l'Orne, on ne voit plus que des phyllades verticaux. Il n'est pas impossible que les massifs de May et de la Brèche au Diable, dont les axes présentent un écart de 7 kilomètres seulement, soient les deux tronçons d'un massif primitivement continu, mais, pour l'instant je n'ose rien affirmer à cet égard.

Fig. 3 Coupe du massif de Falaise

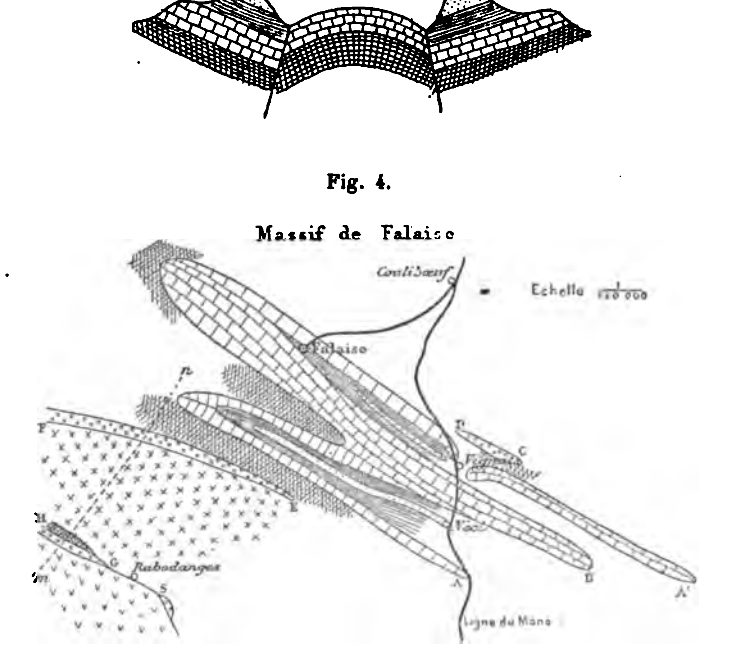


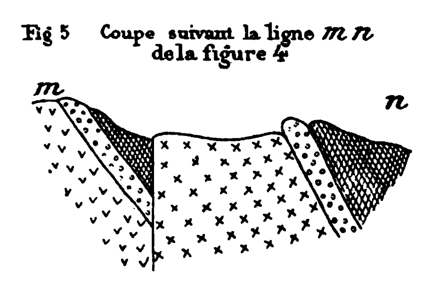
Fig. 4.

Massif de Falaise

Le massif de Falaise présente une structure plus compliquée. On savait, depuis Dalimier, qu'à Falaise même existe un pli synclinal, rendu évident par l'intercalation de schistes à Calymènes entre deux effleurements de grès armoricain ; mais ceci ne suffisait pas pour expliquer la présence simultanée d'un grand nombre de chaînes gréseuses à peu près parallèles, plongeant les unes au Nord, les autres au Sud, et faisant saillie au milieu de la plaine jurassique. En 1891 (*Bulletin de la Société linnéenne*) j'ai annoncé l'existence de deux plis synclinaux, séparés par un anticlinal de grès armoricain. Chaque synclinal est occupé par les schistes à Calymènes avec un affleurement central de grès de May. En outre l'axe de chaque synclinal semble marqué par une faille longitudinale, ce qui conduit à la coupe donnée par la Fig. 3. En plan (Fig. 4) les

lignes d'affleurement ont une allure assez régulière ; cependant la vallée transversale dans laquelle passe la ligne de Mézidon au Mans est due à une cassure qui se traduit également par quelques déviations des couches au voisinage de Vignats. Le massif de Falaise a une tendance marquée à se terminer en pointe, vers le Sud-Est, comme celui de la Brèche au Diable ; mais à cause de l'anticlinal qui sépare les deux synclinaux, le grès armoricain présente trois pointes distinctes A, B, A'. Il est bordé extérieurement par deux chaînes de poudingue pourpre CD, EF (dont la première presque entièrement cachée sous le jurassique) et ces deux chaînes convergent également vers le Sud-Est. Une autre chaîne de poudingue pourpré GH, parallèle à EF et séparée de celle-ci par une zone de phyllades, apparaît au Sud, à 6 kilomètres de distance au contact immédiat du massif granitique de Vire. Ce poudingue plonge au Nord, et il est recouvert par des marbres gris siliceux accompagnés de schistes plus ou moins pourprés. Sa présence en cet endroit ne peut s'expliquer que par une faille longitudinale (Fig. 5), indiquée déjà par M. Bigot (1). On peut du reste

Fig 5 Coupe suivant la ligne *mn* de la figure 4



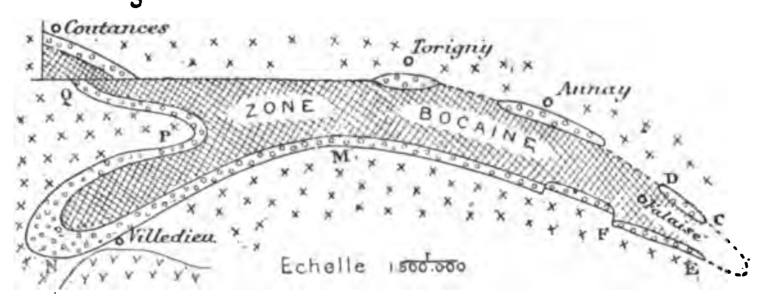
remarquer qu'au delà du poudingue la bordure granitique, exactement rectiligne et parallèle à la direction des plissements siluriens, semble dessiner le prolongement de la même faille. Au point S, voisin de Rabodanges, cette faille change brusquement de direction et relève en même temps un autre lambeau de poudingue pourpré.

D'autres failles terminent, vers le Nord, le massif silurien de Falaise : car, au sortir de cette ville, on trouve le grès armoricain en contact direct avec les phyllades, sans interruption de poudingue. Mais, si nous suivons la limite méridionale du massif, les choses se passent d'une manière toute différente. La ligne de poudingue EF (Fig. 6) se détachant en quelque sorte du massif, poursuit sa route à travers le département du Calvados, sort de la feuille de Falaise pour pénétrer sur celle de Coutances, puis abandonnant la direction N.O-S.E, s'infléchit peu à peu vers le Sud-Ouest en décrivant une vaste courbe MN (Fig. 7), qui l'amène, près de Villedieu, au contact de la chaîne granitique de Vire. De là, elle se replie deux fois en zigzag suivant les lignes MP, PQ, et

(1) *L'archéen et le cambrien dans le Nord du massif breton* par M. Bigot, Cherbourg, 1890.

aboutit en Q à la faille occupée par le calcaire carbonifère de Coutances. Dans ce parcours long et sinueux, le poudingue pourpré offre un affleurement presque continu : tout au plus y observe-t-on quelques petits décrochements transversaux. Nous tenons donc là un fil conducteur, qui nous permet de suivre les plis avec certitude depuis Falaise jusqu'à Coutances.

Fig 6 Carte de la zone bocaine

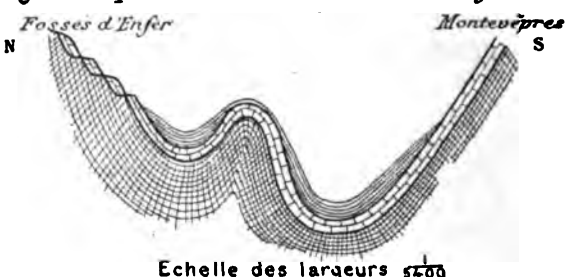


Revenons à la bordure septentrionale du massif de Falaise. Nous trouvons là comme il a été dit plus haut, un affleurement CD de poudingue pourpré à peine visible sous le jurassique, et coupé par une faille au voisinage de Falaise. Si nous continuons vers l'Ouest, nous ne tardons pas à retrouver un nouvel affleurement de poudingue, dirigé N. 115° E., qui, avec quelques décrochements, se continue jusqu'à Aunay. De là, un saut de 15 kilomètres nous fait atteindre, à Torigny, une petite chaîne curviligne formée du même poudingue. Enfin, près de Coutances, un dernier affleurement s'appuie d'une part sur la faille limite du carbonifère, d'autre part sur une faille N. S. qui le fait buter contre les phyllades. En somme, la bordure septentrionale se poursuit de Falaise à Coutances, mais avec des interruptions beaucoup plus marquées que dans la bordure méridionale. Il semble que le poudingue du Nord ait éprouvé, dans le sens de sa direction, des efforts de traction qui n'existent pas au même degré pour le poudingue du Sud. Prenez un assemblage de lames métalliques superposées, un ressort de wagon, par exemple, et courbez le progressivement : les lames extérieures finiront par se briser en fragments tandis que les autres resteront encore d'une seule pièce. Il a dû se passer entre Falaise et Coutances, quelque chose d'ana-nalogue.

La double bordure de poudingue que nous venons d'étudier entoure une vaste région silurienne, bien définie, qui appartient en grande partie au Bocage Normand, et à laquelle nous donnerons, pour abréger, le nom de *zone bocaine*. Examinons, à l'intérieur de cette zone, l'allure du grès armoricain. La pointe extrême, du côté de l'Est, est occupée par le massif de Falaise, déjà décrit. Si de là nous avançons vers l'Ouest, nous observons au passage un petit pointement granulitique qui jalonne le prolongement de l'anticlinal central, puis nous traversons une bande de phyllades correspondant à la lacune déjà constatée

dans la bordure septentrionale. Un peu plus loin nous atteignons la vallée de l'Orne, dans laquelle se trouve la mine de fer de Saint-Rémy. La coupe de cette mine est intéressante, et il est utile de la reproduire ici (Fig. 7).

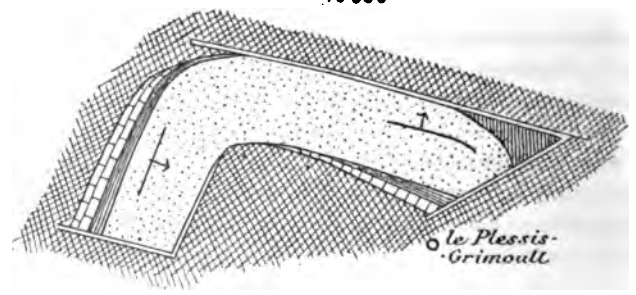
Fig. 7 Coupe de la mine de fer de St Rémy



Echelle des largeurs $\frac{1}{5400}$

On voit que la couche de minerai de fer dessine dans son ensemble un synclinal, mais qu'un relèvement central a divisé celui-ci en deux bassins, séparés par un anticlinal : c'est exactement la disposition que nous avons déjà admise pour la coupe du massif de Falaise. Il est donc naturel de supposer que nous retrouvons à Saint-Rémy le prolongement des plis observés dans ce massif. Ajoutons qu'à Saint-Rémy les plis sont affectés d'un *ennoyage* plongeant vers l'Ouest : entre Saint-Rémy et Falaise, la zone bocaine a donc subi un bombement transversal, et c'est ce bombement qui a permis aux phyllades de venir prendre un instant la place des affleurements siluriens.

Fig. 8 Carte de la Butte du Montpinçon
Echelle $\frac{1}{40000}$



Ces travaux de la mine de Saint-Remy, qui sont poussés avec activité (80000 tonnes extraites en 1892), et qui présentent maintenant plusieurs kilomètres de galeries, permettent de constater avec précision l'existence d'un triple système de failles, les unes longitudinales, c'est-à-dire à peu près parallèles à l'axe de la zone ; les autres transversales, et dirigées soit N 30° E., soit N 20° O. Les failles longitudinales doivent provenir du mouvement général de refoulement ; les fail-

les transversales semblent, conformément aux idées de M. Daubrée, avoir pris naissance dans les efforts de torsion qui ont accompagné ce refoulement. Un réseau de failles orienté de la même manière a déchiqueté le terrain silurien, dans cette région, en lambeaux discontinus, séparés par des cassures en échelons, comme j'ai tâché de le montrer sur la feuille de Falaise. Le phénomène detorsion est manifeste à la butte du Montpinçon, point culminant du Calvados (365 mètres), où l'on voit le grès de May passer brusquement dans un espace de deux kilomètres de la direction N.-S. avec plongement E. à la direction E.-O. avec plongement Nord (Fig. 8).

A partir de Saint-Rémy, en marchant toujours vers l'Ouest, le grès armoricain se divise en deux branches qui divergent fortement et qui pincent entre elles une bande étroite de phyllades, jalonnant la continuation de l'anticlinal de Falaise. La branche nord est celle qui se suit le mieux, elle traverse le bois de Culey, forme le soubassement du Montpinçon, puis, par les hauteurs de la Ferrière du Val, se prolonge jusqu'à Jurques, où elle se termine brusquement. Au Montpinçon le grès armoricain supporte le grès de May avec interposition d'une couche de minerai de fer. Le grès de May est lui-même recouvert, au village de la Seynière, par un mince affleurement de schistes ampéliteux. A Jurques on retrouve également le minerai de fer et la faune de May. Des recherches récemment effectuées sur le minerai ont mis à jour des schistes ardoisiers, de couleur foncée, jadis invisibles, qui représentent peut-être l'étage d'Angers.

Fig.9 Coupe N.S près de Coutances

Enfin, quand on approche du méridien de Coutances, la coupe Nord-Sud de la zone bocaine présente l'allure indiquée par la fig. 9. Dans cette coupe, nous retrouvons encore les deux plis synclinaux A et B, séparés par le synclinal C. En résumé, d'un bout à l'autre de la zone bocaine, on suit assez bien, malgré de nombreux accidents transversaux, la continuité des mêmes plissements. On observe en même temps que la zone s'étale fortement en avançant vers l'Ouest : sa largeur, qui est seulement de 6 kilomètres sous le méridien de Falaise, atteint 24 kilomètres sous celui de Coutances.

Voici encore une remarque digne d'attention. Depuis Falaise jusqu'à Jurques, les ridements se groupent nettement autour d'une ligne dirigée N. 115° E. et passant par les faîtes de Jurques, Montpinçon, Saint-Clair de la Pommeraye. Si l'on prolonge cette ligne au-delà de Falaise, on constate qu'elle va passer, près

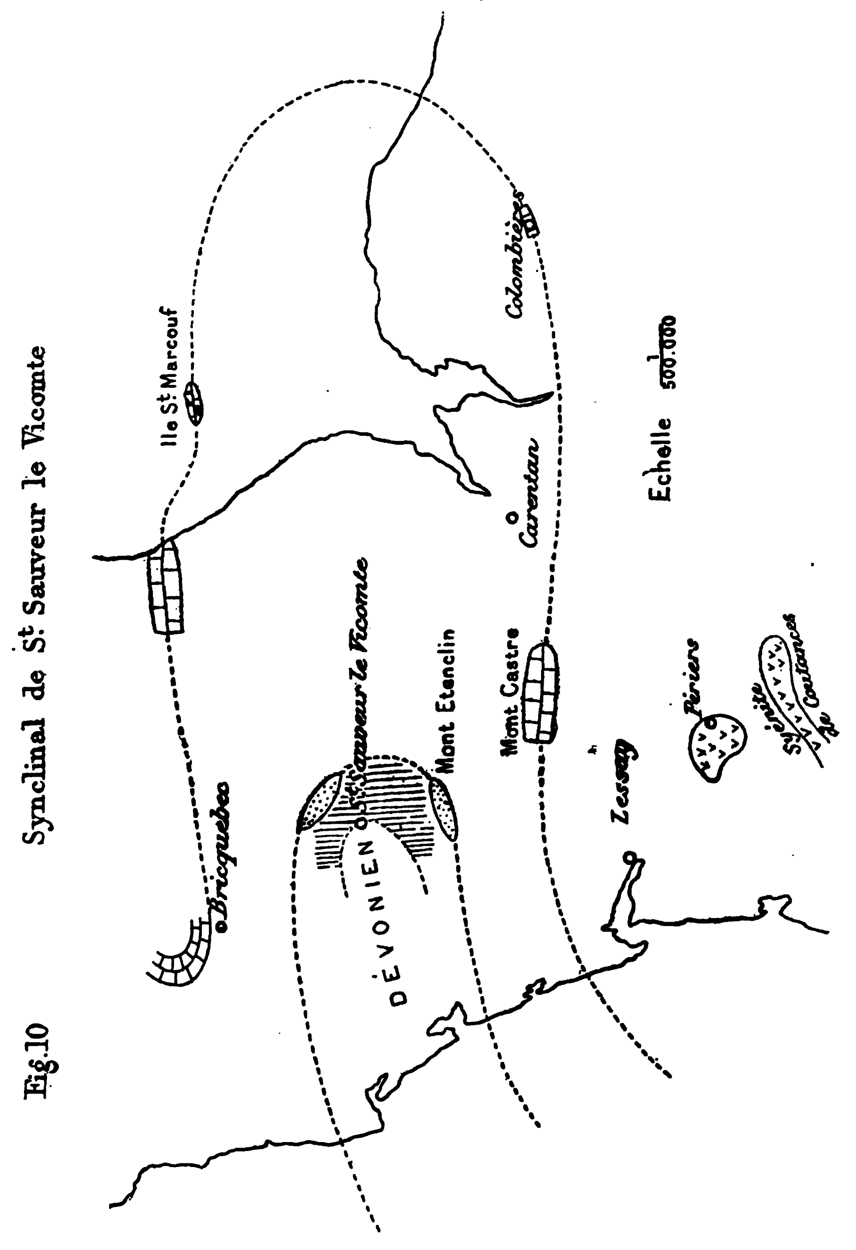
du Merlerault, en un point où existe un bombement accentué des terrains secondaires et c'est pourquoi j'ai proposé en 1888 de lui appliquer le nom d'*axe du Merlerault* créé par Deslongchamps pour le bombement dont il s'agit. Il est clair que le ridement silurien a servi ici de charnière pour les mouvements postérieurs du sol. Plus loin encore, cette même ligne sert de partage des eaux, rejetant d'un côté les eaux de la Rille, de l'Iton, de l'Eure, de l'Avre, etc., de l'autre celles de la Sarthe, de l'Huisne, du Loir. L'axe du Merlerault ne disparaît définitivement que sous les plateaux de la Beauce (1). La direction N 115°. E. ou une direction voisine se retrouve d'ailleurs, avec la même évidence, dans les massifs de la Brèche au Diable et de May. Au contraire, dès qu'on dépasse Jurques en se dirigeant vers le département de la Manche, la zone bocaine perd en quelque sorte sa rigidité : elle s'infléchit progressivement vers le Sud-Ouest, de manière à se rabattre du côté de la Bretagne. Nous tâcherons bientôt d'expliquer ce curieux phénomène.

Pour continuer notre rapide description, nous allons maintenant marcher vers le Nord, à partir de Coutances, en suivant le littoral ouest du département de la Manche. Entre Coutances et Lessay, nous rencontrons d'abord, au milieu des phyllades, un massif syénitique allongé dans la direction du N. E. au S.O., c'est-à-dire dans le même sens que l'axe moyen de la zone bocaine après sa déviation. Un peu plus loin, vers Périers et Lessay, apparaît une région singulièrement embrouillée. Là, plus de direction dominante : les chaînons de poudingue, de grès feldspathique, de grès quartzeux s'entrecroisent dans tous les sens. La même apparence de désordre se poursuit jusqu'à Saint-Sauveur-le-Vicomte et au-delà, avec cette complication nouvelle que des bandes dévoniennes, très tourmentées, viennent s'intercaler au milieu des récits siluriens, puis bientôt le dévonien inférieur reste seul visible.

Si pourtant on regarde les choses de plus près, on ne tarde pas à distinguer au milieu de ce chaos, une certaine régularité. Saint Sauveur-le-Vicomte, avec son silurien supérieur, occupe l'axe d'un plissement synclinal, de part et d'autre duquel les affleurements siluriens s'étagent dans l'ordre voulu par leurs âges relatifs. Au sud de Saint-Sauveur le Vicomte, on rencontre successivement les grès à Orthis du mont Etenclin, les grès quartzeux azoïques de Lithaire, les schistes verts et les grès feldspathiques de Vesly et de Lessay. Au nord de la même ville, on trouve les grès à Orthis de Rauville, les grès à faune d'Angers des Moitiers d'Allonne ; puis bien plus loin, par delà le grand affleurement dévonien, on atteint les grès feldspathiques et les grès quartzeux azoïques de Bricquebec et Quettetot, suivis des poudingues de Saint-Germain-le-Gaillard et de Couville.

(1). Quand j'ai publié pour la première fois, dans le *Bulletin de la Société linnéenne de Normandie*, ces remarques concernant l'axe du Merlerault, M. Dollfus n'avait pas encore produit ses belles recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le bassin de Paris (*Bulletin des services de la Carte géologique, juillet 1890*). J'ai eu grand plaisir à voir confirmer, relativement aux couches crétacées et tertiaires, le rôle important de l'axe du Merlerault. Après avoir lu le travail de M. Dolfuss, je n'hésite pas à considérer l'axe de Senonches comme ayant également son amorce dans le terrain silurien, soit à May, soit à la Brèche au Diable, ou plutôt dans l'anticlinal qui sépare ces deux synclinaux.

Les caprices de direction de tous ces récifs paraissent dûs à l'existence d'une courbure très prononcée des affleurements, accompagnée naturellement de la



production de nombreuses cassures. Joignons à cela un démantèlement général par le fait d'érosions exceptionnellement puissantes, et nous aurons expliqué

suffisamment l'existence de cette sorte d'archipel silurien qui donne à la feuille de Saint-Lô une physionomie toute particulière. Il convient d'ajouter que les ilots siluriens semblent souvent nager au milieu d'une mer dévonienne, ce qui indique qu'une partie au moins des efforts orogéniques date de la fin de l'époque silurienne.

Parmi les formations qui nous occupent, celle qui a dû le mieux résister aux érosions est le grès armoricain, généralement très quartzeux. Il y a donc des chances d'en retrouver quelques témoins alors même que les autres affleurements ont été totalement détruits. C'est bien en effet ce qui a lieu. Les collines de Lithaire présentent une direction voisine de l'E.-O. avec plongement vers le Nord, et s'interrompent brusquement à l'Est ; mais, à 30 kilomètres de là, sur leur prolongement, après avoir traversé les marais du Cotentin, on rencontre à Colombière (Calvados), sous les alluvions triasiques, un petit pointement formé d'un grès identique, avec même direction E-O et même plongement vers le Nord. Vieillard, dans son *Etude sur le terrain houiller de la Basse Normandie*, n'avait pas manqué d'en conclure à la probabilité d'une chaîne armoricaine plus ou moins continue reliant en profondeur ces deux affleurements et pouvant par suite diviser en deux parties distinctes le bassin houiller du Cotentin ; je partage entièrement cette opinion. Une autre chaîne armoricaine, à peu près parallèle à celle-là, est marquée par une série d'îlots, avec plongement et direction variables, qu'on rencontre disséminés au milieu des terrains permo-triasiques, entre Bricquebec et Quinéville. Pour relier ces deux chaînes nous avons, en mer, les îles de Marcouf, situées un peu au Sud du prolongement de la chaîne septentrionale et formées d'un grès à tigillites dirigé N.E-S.O, avec plongement vers le Nord. On peut donc admettre que la ceinture armoricaine du synclinal de Saint-Sauveur-le-Vicomte dessine une ligne assez flexueuse comme l'indique la fig. 10. L'axe moyen de ce plissement serait dirigé sensiblement de l'Est à l'Ouest (1).

Transportons-nous enfin à l'extrémité septentrionale du département de la Manche, entre Bricquebec et la pointe de la Hague : l'allure des plissements se trouve encore une fois modifiée. Tandis que dans la zône bocaine ils présentent presque partout une direction bien nette, tandis qu'autour de Saint-Sauveur-le-Vicomte ils sont orientés d'une manière très confuse, ici ils semblent sollicités à la fois par deux directions distinctes, perpendiculaires entre elles. L'une de ces directions, dessinée par l'allongement de la presqu'île de la Hague et plus loin par l'île d'Aurigny, reproduit la direction N. 115° E. que nous avons vue si clairement empreinte dans le Calvados mais que nous n'avons pas encore retrouvée dans le département de la Manche. L'autre direction, devenue la plus importante, est celle du N. E ou S.-O, jalonnée par la grande coupure transversale qui réunit Cherbourg aux Pieux. En se reportant à la fig. 13, on voit une longue bande de poudingue pourpré dirigée N. 45° E. s'avancer en forme de promontoire aigu

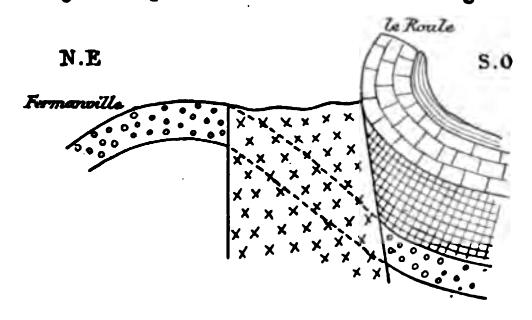
(1) Le synclinal de Saint-Sauveur-le-Vicomte semble avoir préparé, dès l'époque primaire la formation du golfe de Cotentin. si remarquable par les dépôts houillers qui le bordent et par les petits dépôts crétacés et tertiaires qu'il renferme.

entre Bricquebec et les Pieux et jouer en quelque sorte le rôle d'un axe de symétrie pour l'ensemble du silurien. Au contact immédiat du promontoire se trouvent écrasés de part et d'autre deux petits bassins de silurien moyen A et B. A plus grande distance, le vaste synclinal de Saint-Sauveur-le-Vicomte a pour symétrique le synclinal de la Hague, dont le flanc Nord affecte seul la direction N. 115° E., tandis que le flanc Sud épouse la direction N. E.-S. O. Le poudingue se retrouve en dehors de ces plis, qu'il entoure d'une ceinture presque continue, depuis la pointe de la Hague jusqu'aux environs de Valognes, en passant près de Cherbourg. On serait tenté de rattacher à cette ceinture les arkoses de la Pernelle, qui reposent en discordance sur les phyllades, dans le voisinage de Saint-Vaast la Hougue, et telle était du reste l'opinion de Dalimier : dans sa *Stratigraphie des terrains primaires du Cotentin*, il insistait beaucoup sur l'analogie minéralogique des roches de la Pernelle avec celles de la Hague. A la vérité, de Caumont avait, trente ans auparavant, rapporté la Pernelle au trias, et Dufrénoy, dans la carte géologique de France, avait indiqué au même endroit du miocène.

L'opinion admise par de Caumont a été reprise récemment par M. Bigot. Il est incontestable, en effet, que l'arkose de la Pernelle renferme des galets de grès postérieur au poudingue pourpré ; mais d'autre part, il existe non loin de là des poudingues franchement siluriens, et je crois pouvoir en conclure que le remaniement, auquel l'arkose doit sans doute sa formation s'est effectué à peu près sur place, aux dépens du poudingue pourpré préexistant (1).

Dans le diagramme (Fig. 14) qui doit être rapproché de la carte (Fig. 13), j'ai tâché de mettre en évidence l'allure sinueuse des plis de cette remarquable région.

Fig. 11 Coupe N.E S.O à l'Est de Cherbourg

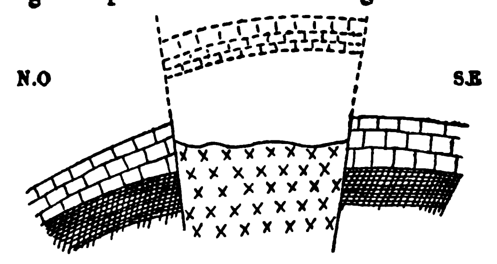


Tout autour de Cherbourg, les efforts mécaniques ont atteint une intensité particulière. Le grès du Roule est à la fois renversé sur le silurien moyen, et séparé du poudingue de Fermanville par une bande de phyllades relevée entre deux failles (Fig. 11). De même, la coupure, déjà mentionnée, qui s'étend de

(1) On serait donc ici en présence de l'un de ces phénomènes de charriage et de broyage, avec *réarrangement*, dont M. Marcel Bertrand (*Revue générale des Sciences, décembre 1892*), vient de signaler pour l'Ecosse de si curieux exemples.

Cherbourg aux Pieux, est formée d'une bande de phyllades comprise entre deux failles, N. E.-S. O. (Fig. 12). Des failles de même direction ont produit dans les grès de la Hague, dirigés comme nous l'avons dit N. O.-S. E., de nombreux décrochements transversaux.

Fig 12 Coupe N.O-S.E entre Cherbourg et les Pieux



La distribution des roches éruptives est subordonnée à celle des plissements que nous venons de décrire. D'une manière générale, ces roches apparaissent

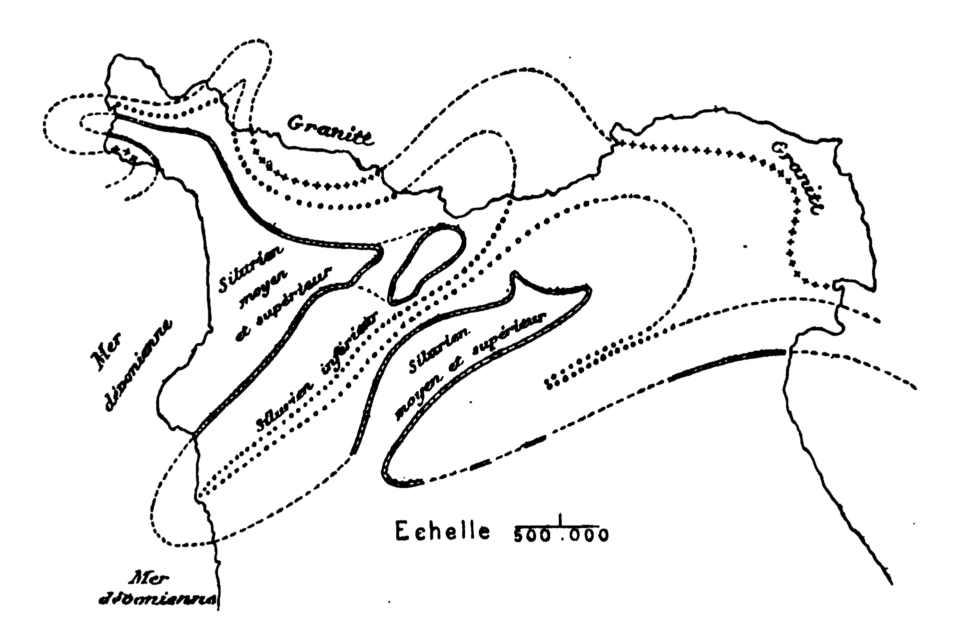
Fig 13 Esquisse géologique de la partie Nord du Département de la Manche



dans l'axe des grands anticlinaux. Nous avons d'abord le granite de Vire, qui jalonne au milieu des phyllades une ligne de démarcation E. O. entre la zone bocaine et le silurien de la partie méridionale de la Manche. Puis, en avançant vers le Nord, nous rencontrons la syénite de Coutances, qui perce également au milieu des phyllades, sous forme d'une bande N. E.-S. O. entre la zone bocaine et le synclinal de Saint-Sauveur-le-Vicomte. Entre celui-ci et le synclinal de la

Hague, ou, tout au moins, très près de la ligne de séparation de ces deux synclinaux, apparaît de même le massif granitique de Flamanville. Enfin, le granite amphibolique forme, entre la Hague et Barfleur, une ligne continue qui borde, vers le Nord, la région présentement étudiée comme le granite de Vire la borde vers le Sud ; mais ici la bordure, au lieu de se montrer rectiligne, décrit une

Fig 14 Diagramme géologique de la partie Nord du Département de la Manche



courbe prononcée, tout autour de l'anticlinal de Couville. Chacun des massifs que nous venons de mentionner est accompagné d'un cortège d'autres roches éruptives, en pointements ou en filons. Le massif de Vire est associé à des granulites, à des diabases, à des filons de quartz blanc. La syénite de Coutances a principalement dans son entourage des filons de quartz noir. Le granite rose de Flamanville est traversé par de nombreux filons de microgranulite, abondante également dans les schistes de la même région. Enfin, dans la Hague, on voit reparaître les diabases de Vire, conjointement avec des microgranulites.

Le massif granitique de Flamanville mérite une mention particulière. Sa forme arrondie contraste avec la disposition en longues bandes affectée de préférence par les autres granites de Basse-Normandie. En y regardant de plus près, on s'aperçoit en outre que, tandis que les bandes granitiques correspondent, comme nous l'avons dit, aux grands anticlinaux, le massif de Flamanville a fait sa trouée sans modifier grandement la stratigraphie des roches encaissantes. C'est ainsi que le grès armoricain dessine une chaîne N. E.-S. O. coupée par le granite en deux parties distinctes qui sont demeurées en prolongement l'une de l'autre.

Ce granite est certainement postdévonien, car il métamorphise à Diélette les couches dévoniennes fossilifères. Sa disposition en bosse le rapproche des massifs du Cornwall; malheureusement il n'a pas été accompagné des mêmes émanations métallifères. D'après M. Marcel Bertrand (1) le mode de gisement « en bosses » semble spécial aux granites contemporains de la formation de la chaîne.

Du côté de la mer, le granite de Flamanville est entouré par une ceinture de schistes et de quartzites sombres extrêmement durs, injectés de granite et renfermant quelques enclaves de cipolin. C'est au milieu de ces schistes et quartzites qu'apparaissent auprès du port de Diélette plusieurs bandes de minerai de fer, tantôt oligiste, tantôt oxydulé magnétique, dirigées en moyenne du N. E. au S. O. Leurs affleurements plongent généralement vers le N. O. sous un angle de 70 à 75°. Aux basses mers d'équinoxe, on peut compter cinq ou six bandes de ce genre ; l'une d'elles se suit, parallèlement à la côte, sur 4 kilomètres de longueur. Ces bandes ont une tendance marquée à converger vers le N. E. et l'on voit même, près de l'une des jetées du port, deux bandes se réunir en dessinant un V très-aigu. La société exploitante a creusé en plein granite, au promontoire de la Cabotière, un puits de cent mètres à partir duquel une galerie de travers banc s'avance sous la mer jusqu'à 250 mètres de distance. Cette galerie a recoupé successivement 6 bandes, dont la plus importante, appelée quatrième couche, présente une puissance totale de onze mètres, y compris, au milieu, une partie plus pauvre, de deux à trois mètres d'épaisseur. La 4e couche a été surtout exploitée au Sud du travers banc : de ce côté, on l'a vue s'aplatir progressivement de manière à prendre momentanément la forme d'une selle avec plan tangent horizontal. Plus loin, au Sud, elle paraît plonger de nouveau en s'enfonçant de toutes parts au-dessous du niveau d'exploitation.

Quel est l'âge de ces couches à minerai de fer ? A première vue, elles paraissent se relier aux couches dévoniennes qui affleurent au Nord de Diélette. Mais, d'autre part, la présence des bandes ferrugineuses, qui ne se retrouvent pas dans le dévonien et qu'il serait peut-être audacieux d'attribuer à un simple phénomène de métamorphisme, rend l'assimilation au dévonien fort incertaine. On s'expliquerait mieux la présence du minerai magnétique en considérant qu'on est là en présence d'une formation plus ancienne que toutes celles du Cotentin, ramenée du fond par l'éruption granitique. La question reste en suspens.

Il serait bien intéressant de pouvoir suivre en mer la continuation des divers plissements ; mais, à cet égard, on en est réduit à des hypothèses plus ou moins fondées. On peut admettre avec une certaine vraisemblance que l'anticlinal de Flamanville et du cap Rozel se dirige vers l'île de Jersey, où l'on retrouve un granite très-analogue à celui de Flamanville. Il y aurait là une sorte d'éperon, divisant le silurien et même le dévonien en deux golfes bien distincts. Le golfe septentrional, dont nous n'aurions que le fond dans la Hague, serait bordé vers le Nord par une chaîne de granite amphibolique et de micaschiste, dont Guer-

(1). *Bulletin de la Société géologique de France*, Séance du 28 mars 1888.

nesey et Serk seraient les cimes visibles. Le golfe méridional s'avancerait jusqu'à Saint-Sauveur-le-Vicomte, et serait bordé au Sud par la syénite de Coutances et le granite des îles Chausey. Quant à la zone bocaine, son prolongement occidental doit être plutôt recherché en Bretagne.

Il est à remarquer, que sur la côte ouest de la Manche, nous retrouvons précisément le même nombre de synclinaux que dans le Calvados : d'abord, au Sud, la zone bocaine, commune aux deux régions ; puis, en allant vers le Nord, les deux bassins de Saint-Sauveur-le-Vicomte et de la Hague, qu'on peut regarder comme correspondant à ceux de la Brèche au Diable et de May. Le flanc Nord

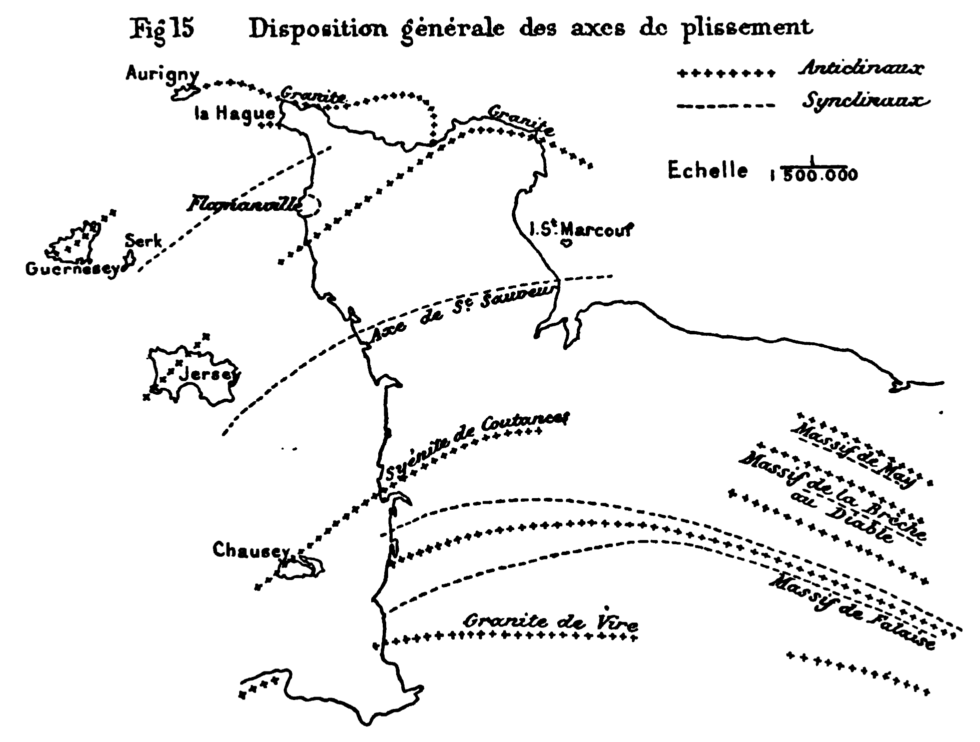


Fig 15 Disposition générale des axes de plissement

du bassin de la Hague se trouve même à peu près en prolongement de celui du bassin de May ; mais, dans l'intervalle, les plis ont éprouvé de très-fortes déviations, qui empêchent de les suivre avec certitude. Toute la partie qui entoure Saint-Lô doit avoir été soulevée en bloc : car, là où les terrains de transition sont visibles, on n'observe que les phyllades inférieurs. Les limites du soulèvement paraissent formées par deux grandes failles à peu près parallèles dirigées du N. N. O. au S.S.E. et coupant obliquement l'une les bassins du Calvados, l'autre ceux de la Manche.

La fig. 15 montre comment je comprends en somme la disposition générale des principaux plis.

J'arrive maintenant à un essai d'interprétation des faits qui viennent d'être relatés. La première chose qui doit appeler l'attention, c'est la disposition généralement rectiligne et parallèle des ridements entre Caen et Falaise, et le contraste de cette disposition avec le tracé sinueux des crêtes siluriennes dans la partie occidentale du département de la Manche. En même temps on constate que les plis, très serrés dans le Calvados, s'étalent de plus en plus quand on avance vers l'Ouest. Le fait a été mis en évidence par l'étude détaillée de la zone bocaine. Il n'est pas moins frappant si l'on compare les dimensions transversales des bassins de la Brèche au Diable et de May avec celles des bassins de Saint-Sauveur et de la Hague. D'une manière générale, il y a donc convergence des plis dans la direction de l'Est. Rappelons que, pour le Sud de la Bretagne, M. Barrois a mis en évidence une disposition précisément inverse, c'est-à-dire que les plissements bretons vont en convergeant vers l'Ouest. En outre, dans les Côtes-du-Nord, et une partie des départements voisins, on observe cette particularité que les chaînons sont assez capricieusement enchevêtrés, et affectent plusieurs directions distinctes. On peut donc dire qu'il existe une région centrale, comprenant principalement les Côtes-du-Nord, et dans laquelle les faits d'alignement sont peu nets, ou tout au moins assez complexes, et qu'en dehors de cette région les plis ont une tendance marquée à converger vers l'Est pour le Calvados et la Manche, vers l'Ouest pour le Morbihan et le Finistère.

Est-il possible d'expliquer cet ensemble de résultats stratigraphiques au moyen d'une hypothèse simple et vraisemblable? Pour moi, la réponse est affirmative, et l'hypothèse qui s'impose est la suivante. La formation des plis N.O. S.E., due à un effort général de refoulement exercé du S.O. au N.E., a été contrariée, en Bretagne et en Normandie, par la présence d'un noyau résistant, autour duquel les plis se sont déviés à peu près comme on l'observe autour du plateau central. Mais ici, le noyau devait être fortement allongé dans la direction de l'Est à l'Ouest. Sans entreprendre à cet égard des calculs qui manqueraient de données suffisantes, on peut néanmoins se rendre compte de l'allure générale des plissements ainsi déviés. A cet effet considérons un obstacle fixe, réduit à une ligne droite AB, non perpendiculaire à l'effort de refoulement, et admettons comme évidents les trois principes que voici :

1° A une grande distance de l'obstacle, l'effet perturbateur de celui-ci devient graduellement insensible.

2° En avant de l'obstacle, c'est-à-dire du côté faisant face à l'effort de compression, les plis se resserrent, et ont une tendance à épouser la direction de l'obstacle.

3° En arrière de l'obstacle, celui-ci forme écran, et l'action de refoulement ne parvient que fortement atténuée, donnant lieu à des plis moins serrés que partout ailleurs.

Observons en outre qu'en arrière de l'obstacle la zone de protection doit se rétrécir rapidement à mesure qu'on s'éloigne et finalement se réduire à rien ou à peu près : alors il peut y avoir interférence des mouvements de refoulement qui ont débordé l'obstacle par ses deux extrémités et, par suite, production de coudes brusques, passant à de véritables rebroussements.

Partant de là et s'aidant en même temps du sentiment de la continuité, on peut tracer un diagramme des plissements tel que celui qui se voit sur la fig. 16. J'ai réussi à reproduire expérimentalement, d'une manière assez satisfaisante, le phénomène dont il s'agit en plaçant une toile fine et souple sur une feuille de caoutchouc fortement tendue, fixant un élément rectiligne de la toile, puis laissant le caoutchouc revenir doucement à son état naturel : les plis de la toile prenaient dans ces conditions des formes analogues à celles que laisse prévoir le diagramme.

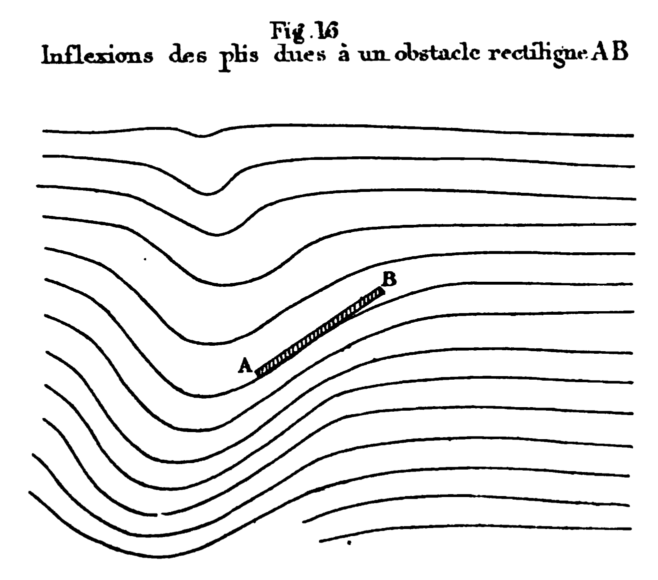


Fig. 16
Inflexions des plis dues à un obstacle rectiligne AB

Ceci posé, il suffit de considérer une partie de la Bretagne septentrionale comme ayant joué le rôle d'un obstacle fixe pour retrouver par la théorie la configuration réelle des plissements. Au Sud de cet obstacle, les plis s'infléchissent en convergeant vers l'Ouest; au Nord, ils s'infléchissent en convergeant vers l'Est. La zone bocaine, bien abritée par l'obstacle, n'a éprouvé que des ondulations à faible courbure. En approchant de Cherbourg, la protection due à l'obstacle devient insuffisante et l'on voit naître les complications que j'attribue à l'interférence des mouvements de refoulement ayant débordé l'obstacle par ses deux extrémités.

Si l'on me demandait de préciser davantage la nature et la position du massif résistant, j'avoue que je serais fort embarrassé de répondre ; peut-être, d'ailleurs, ce massif n'est-il pas visible à la surface du sol. En tout cas, c'est en Bretagne qu'on aurait des chances de constater sa présence, et nous ne pouvons, en Normandie, que signaler ses effets. J'ajoute que l'obstacle n'avait sans doute pas la forme simple supposée dans ce qui précède, et qu'il a pu résulter de là des complications spéciales; mais ces perturbations, très sensibles, autant que

je puis en juger, sur les côtes septentrionales de Bretagne et aussi aux environs d'Alençon, se sont atténuées à distance, soit au Nord, soit au Sud : dans le Calvados et la Manche aussi bien que dans le Morbihan.

Pour me résumer en deux mots, sans donner à mes conclusions plus de précision que les faits n'en comportent, je dirai que, d'une manière générale, sous l'influence du noyau breton. dirigé à peu près de l'Est à l'Ouest, les plissements hercyniens N.O-S.E se sont trouvés, d'une part, comprimés les uns contre les autres au Sud de la masse résistante, d'autre part dilatés au Nord de cette même masse. En d'autres termes, l'obstacle, grâce à son immobilité relative, a exercé vers le Sud une sorte de répulsion, et vers le Nord une sorte d'attraction.

N° 14. Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le bassin de Paris, par GUSTAVE F. DOLLFUS. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte et 1 carte. . . . . 4 fr. 75

N° 15. Note sur la formation géologique du Forez et du Roannais par LE VERRIER, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 41 figures dans le texte et 4 planches. . . . . 4 fr. 75

N° 16. I. Note sur les sables de la vallée d'Apt, par KILIAN, de la Faculté des sciences de Grenoble, et F. LEENHARDT, de la Faculté théologique protestante de Montauban. — II. Note sur la découverte de l'horizon du Montaiguet à *Bulimus Hopei* dans le bassin d'Apt, par DEPÉRET et LEENHARD. — III. Note sur le Pliocène et sur la position stratigraphique des couches à Congéries de Théziers (Gard), par DEPÉRET. 1 brochure grand in-8°, avec 10 figures dans le texte et une planche. . . . . 1 fr. 75

N° 17. Note sur la structure des Corbières, par EMM. DE MARGERIE, 1 brochure grand in-8 avec 3 figures dans le texte et une planche. . . . . 2 fr. 50

N° 18. I. Note sur la continuation de la chaîne de la Sainte-Beaume, II, III, IV et V. Notes sur quelques points de la feuille de Castellane, par PH. ZURCHER. 3 fr. 25

N° 19. Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Sud-Ouest de la France, par VASSEUR . . . . 0 fr. 75

N° 20. Etude sur la constitution géologique du Massif de la Vanoise, par TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'Ecole de Saint-Etienne. 1 volume grand in-8°, avec 58 figures dans le texte, une carte géologique et 9 planches . . . . . . 10 fr.

N° 21. Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises, par ÉMILE HAUG, docteur ès-sciences, chef des travaux pratiques au Laboratoire de géologie de la Faculté des sciences de Paris. 1 volume grand in-8°, avec figures dans le texte, une carte géologique et 3 planches. 10 fr.

N° 22. Note de M. MICHEL LÉVY sur les derniers travaux de G. Maillard. II. III. Note sur les diverses régions de la feuille d'Annecy, par G. MAILLARD. 1 brochure grand in-8°, avec 45 figures dans le texte . . . . 2 fr. 50

N° 23. I. Contribution à la géologie de l'Oise. Notice géologique de Beauvais, par H. THOMAS, contrôleur principal des mines, chef des travaux graphiques de la carte géologique de la France. — II. Note sur le trias de l'Ariège et de l'Aude par C. DE LACVIVIER, proviseur du lycée de Montpellier. 1 brochure grand in-8° avec figures dans le texte . . . . 1 fr. 50

N° 24. Le Massif d'Allauch, par M. BERTRAND, ingénieur en chef des mines, professeur de géologie à l'Ecole nationale des Mines. 1 brochure grand in 8 avec 28 figures dans le texte et 2 planches . . . . 3 fr. 50

N° 25. Etude sur la craie supérieure. La craie des Corbières par M. A. DE GROSSOUVRE, ingénieur en chef des Mines, avec 5 figures dans le texte. . . . . 0 fr. 75

N° 26. Étude sur les massifs du Chablais compris entre l'Arve et la Drance: (Feuilles de Thonon et d'Annecy) par M. AUG. JACCARD, professeur de géologie à l'Académie de Neufchâtel (Suisse). 1 br. gr. in-8° avec 44 fig. dans le texte. 2 fr. 25

N° 27. Note sur la prolongation vers le sud de la Chaîne des Aiguilles Rouges, montagnes de Pormenaz et du Prarion, par M. A. MICHEL LÉVY, Ingénieur en chef des Mines, Directeur du service de la carte géologique détaillée de la France. 1 brochure grand in-8° avec 7 planches et 18 figures . . . . 3 fr. 50

N° 28. Description géologique du Velay, par MARCELLIN BOULE. 1 brochure grand in-8° avec 11 planches et 80 figures dans le texte. . . . . 12 fr. »

N° 29. Contact du Jura méridional et de la zone subalpine aux environs de Chambéry (Savoie) par M. HOLLANDE. 1 brochure grand in-8 avec 23 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 30. Etudes sur le Plateau central. — I. La Vallée du Cher dans la région de Montluçon, par L. DE LAUNAY, ingénieur des mines, professeur à l'Ecole nationale des mines. 1 brochure grand in-8 avec 23 figures dans le texte et 6 planches. 3 fr. 50

Laval. — Imprimerie et stéréotypie E. JAMIN, 8, rue Ricordaine.

MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS

BULLETIN DES SERVICES

DE LA

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

ET DES

TOPOGRAPHIES SOUTERRAINES

N° 34. — Tome IV 1892-1893. — Mai 1893.

NOTE SUR LA GÉOLOGIE DE LA HAUTE VALLÉE D'ASPE

(*Basses-Pyrénées*)

PAR

J. SEUNES
Professeur chargé de cours à la Faculté des Sciences de Rennes

Avec 12 figures dans le texte

PARIS
LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET Cie, ÉDITEURS
15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15
MÊME MAISON A LIÈGE, RUE DES DOMINICAINS, 7

1893

Le Bulletin de la Carte Géologique de la France paraît par fascicules contenant chacun un mémoire complet, dont la réunion forme chaque année un beau volume grand in-8° accompagné d'un grand nombre de planches, avec de nombreuses figures intercalées dans le texte.

Prix de l'abonnement ou de l'année parue. . . . . . . 20 fr.

(Les trois premières années sont en vente)

Il a été tiré à part un certain nombre d'exemplaires de chacun des bulletins destinés à être vendus séparément aux prix suivants :

N° 1. Étude sur le massif cristallin du Mont-Pilat, sur la bordure orientale du Plateau Central, entre Vienne et Saint-Vallier, et sur la prolongation des plis synclinaux houillers de Saint-Étienne et Vienne, par TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'Ecole de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 28 figures dans le texte et 2 planches. . . . . 3 fr. 75

N° 2. Note sur les terrains d'alluvions des environs de Lyon, par DELAFOND, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 25

N° 3. Note sur l'existence des phénomènes de recouvrement dans les Pyrénées de l'Aude, par L. CAREZ, docteur ès sciences naturelles, 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 00

N° 4. Note sur les roches primitives de la feuille de Brives, par L. DE LAUNAY, ingénieur des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . 0 fr. 75

N° 5. Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille, par CH. DEPÉRET, professeur à la faculté des sciences de Lyon. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 6. Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville, et de la région comprise entre Le Buet et Sallanches (Haute-Savoie), par GUSTAVE MAILLARD, conservateur du musée d'Annecy. 1 brochure grand in-8°, avec planches . . 5 fr. 25

N° 7. Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom (Finistère), par CHARLES BARROIS, professeur-adjoint à la Faculté des Sciences de Lille. 1 volume grand in-8°, avec 23 figures dans le texte et 1 planche. . . . . 4 fr. 00

N° 8. Relations entre les sables de l'Eocène inférieur dans le Nord de la France et dans le bassin de Paris par J. GOSSELET, professeur à la faculté des sciences de Lille, membre correspondant de l'Institut. 1 brochure grand in-8°, avec 7 figures dans le texte. . . . . 0 fr. 75

N° 9. Etude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc par MICHEL LEVY, Ingénieur en chef des mines, directeur du service de la carte géologique de France, 1 brochure, grand in-8°, avec 4 planches en photogravure, une planche de coupe et des figures dans le texte . . . . 2 fr. 50

N° 10. Note sur la stratigraphie du Plateau central entre Tulle et Saint-Céré par MOURET, ingénieur des Ponts-et-chaussées. 1 brochure grand in-8°, avec une planche de coupes et une carte géologique . . . . 2 fr. 75

N° 11. I. Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège (feuille de Foix). — II. Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne, par A. LACROIX, préparateur au collège de France. 1 brochure grand in-8°, avec 12 figures dans le texte . . . . 3 fr.

N° 12. I. Nouvelle subdivision dans les terrains Bressans. — II. Bassin de Blanzy et du Creusot, par DELAFOND, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 13. Les éruptions du Velay. I. Roches éruptives de Meygal. — II. Argiles métamorphosées par le phonolithe, à Saint-Pierre-Eynac, par P. TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'École des Mines de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 11 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 34. — TOME IV, 1892-1893. MAI 1893.

NOTE SUR LA GÉOLOGIE DE LA HAUTE VALLÉE D'ASPE

(*Basses-Pyrénées*)

PAR

J. SEUNES
Professeur chargé de Cours à la Faculté des sciences de Rennes

Après l'étude de la plaine sous-pyrénéenne (Basses-Pyrénées et Landes), j'ai abordé celle de la région montagneuse embrassée par la feuille d'Urdos. Je me propose de donner dans ce travail un résumé de mes premières courses dans la Haute vallée d'Aspe sur laquelle on ne possède aucun travail d'ensemble[1].

Je ne puis transcrire mes observations sans évoquer le souvenir de mon jeune et malheureux ami Liétard qui m'avait accompagné au début de mes recherches (août et septembre 1891) dans la partie de la vallée d'Aspe limitrophe de la région qu'il avait prise comme champ d'étude.

Pendant les quelques semaines que nous avons passées ensemble dans la montagne, il m'a été permis de mieux l'apprécier et de connaître plus que tout autre la perte que le Service de la Carte géologique de France a faite en sa personne.

Licencié ès sciences physiques et ès sciences naturelles, Liétard mena tout d'abord de front la préparation du doctorat et de l'agrégation ; mais les courses géologiques dans la montagne avaient pour lui tant d'attrait qu'à la veille d'un succès certain, de l'avis même de ses camarades, il abandonna le concours de l'agrégation pour se consacrer entièrement aux recherches géologiques.

Dur à la fatigue, marcheur intrépide et peut-être même téméraire alpiniste, il n'hésita pas à poursuivre l'étude d'un des massifs les plus rudes et difficiles des Pyrénées, je veux parler de la Haute vallée d'Ossau, de ces crêtes décharnées, inhospitalières et presque toujours enveloppées par le brouillard, telles que les massifs du Ger, de l'Arcizette, du pic du Midi d'Ossau, de Baleitous, etc., etc.

[1] Voir la Carte de Carez et Vasseur et la Carte au millionième du Service géologique de France.

Ses carnets montrent combien les difficultés matérielles compliquent l'étude si difficile de cette région dépourvue la plupart du temps de toutes traces fossilifères.

Ces difficultés, bien faites pour arrêter dès le début notre malheureux ami, furent pour lui au contraire un stimulant constant. On peut dire qu'aucun point de la région, d'accès aussi difficile qu'il soit, n'a échappé à ses investigations.

La science lui est redevable de la découverte de l'Aptien et des Griottes dans la vallée de Ferrières [1], et d'un lambeau de Crétacé supérieur au Baleitous; il avait recueilli un très grand nombre de fossiles dans le dévonien de la vallée du Valentin et dans le calcaire de Geteu, et de nombreux échantillons de roches éruptives diverses dont il se proposait d'étudier la composition et de déterminer les phénomènes métaphorphiques de contact.

Mais, Liétard consacra la plus grande somme de ses efforts à préciser l'âge si discuté des calcaires des Eaux-Bonnes compris entre les schistes dévoniens du Valentin et les calcaires crétacés du Ger. Dans sa dernière campagne, il semble toucher au but; il lui paraît évident qu'il y a continuité entre les calcaires des Eaux-Bonnes (*Dalle*) et ceux du Gers. C'est ce que montrent les lignes suivantes, consignées à la page 14 de son carnet: « je reviens de cette course (course d'Anglas aux Eaux-Bonnes (8 juillet 1891), avec l'idée complètement vérifiée que la *dalle* n'est que du crétacé dynamométamorphique. »

S'il lui eût été permis de poursuivre ses recherches nul doute qu'il aurait mené à bien sa rude et difficile entreprise.

TERRAIN PRIMITIF OU SYSTÈME ARCHÉEN

Ce terrain n'affleure pas dans la région.

SYSTÈME SILURIEN

Les affleurements siluriens indiqués par la carte de MM. Carez et Vasseur et la carte au millionième du Service géologique appartiennent aux terrains primaires ou crétacés.

Le système silurien n'apparaît qu'à l'Est de la région (Hautes-Pyrénées), et à l'Ouest, notamment sur le pourtour du massif cristallin du pays de Labour.

SYSTÈME DÉVONIEN

Les cartes géologiques précitées donnent une extension considérable au Dévonien inférieur.

Les divers sédiments qui sont rapportés à cet étage appartiennent en grande partie à d'autres terrains et en réalité, le Dévonien inférieur n'occupe qu'une étendue assez restreinte.

[1] Voir, note sur les calcaires des environs des Eaux-Bonnes, publiée en collaboration avec M. Œhlert, *Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 3e série, tome XIX, p. 475.

1° Dévonien inférieur

1° *Gédinien.* — Ce sous-étage n'est pas plus caractérisé dans la région que dans le reste des Pyrénées et rien ne me laisse supposer qu'il existe dans la vallée d'Aspe et dans la région de Lescun.

2° *Coblentzien.* — Je rapporte à ce sous-étage les schistes noirs de La Marie (Ouest de Lescun) souvent altérés, entremêlés de rares bancs de grès et de calcaire noir bleuâtre, cristallin, souvent grauwackeux et rougeâtre par suite de la décomposition de sels de fer. Des couches analogues se rencontrent au Sud de Lescun (environ de la Cabane de Lacuarde), voir fig. 1, couches 1.

J'ai recueilli à La Marie:

Spirifer (*af.*) *Pellicoi* de Vern.
— *paradoxus* Schl. [1]
Strophomena rhomboïdalis Wah.
Atrypa reticularis Lin.
Rynchonella ind.
Cyathophyllum ind. etc.

Cette formation occupe une bande étroite dirigée Sud-Nord.

Je place au même niveau les schistes et les calcaires grauwackeux situés au Nord du Pic Rouge (Sud de Lescun).

Toutes ces couches me paraissent occuper le même niveau que la bande si connue des schistes et des calcaires grauwackeux signalés dans la vallée d'Ossau.passant par Laruns, Béost, Col d'Aubisque et Arbéost (vallée du Louzon ou de Ferrières),et s'étendant au Sud de Gourette au-delà des mines d'Anglas; elle présente sur tout son parcours,notamment à Anglas [2] des phénomènes de métamorphisme dus à l'injection de nombreux filons de roches éruptives qui font défaut dans la région de Lescun.

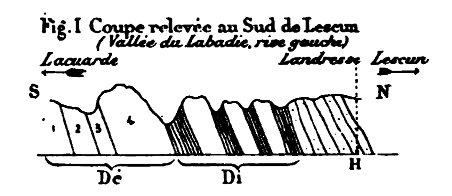
2° Dévonien moyen

Je rapporte à cette division les schistes et les calcaires (sans fossiles) intercalés entre les couches à *Spirifer Pellicoi* et les couches à *Spirifer Verneuili* Ouest et Sud de Lescun, Couches n° 2 de la coupe n° 1.

3° Dévonien supérieur.

1° *Calcschistes à Spirifer Verneuili.* — Aux schistes et calcaires sans fossiles précédents succèdent des calcschistes noirs (n° 3, coupe 1), se débitant en ro cailles irrégulières, pétries par places de polypiers paléozoïques.

[1] Je dois à M. Barrois la détermination de *Spirifer paradoxus.*
[2] Beaugey, *Bull. Soc. Géol. de France*, 3e série, t. XIX, p. 93, séance du 17 novembre 1891.



H. Grès et schistes à *Calamites Suckowi* (Houiller).
Di Schistes et calcaires à *Glyphioceras crenistria* (Dinantien).

Dé
- 4 Calcaires à Polypiers, *Heliolites porosa*. } Dévonien supérieur.
- 3 Calcschistes à *Spirifer Verneuili*. } Dévonien supérieur.
- 2 Schistes et calcaires .... Dévonien moyen.
- 1 Schistes et calcaires grauwackeux........ Coblentzien.

J'ai recueilli :

Spirifer Verneuili, Murch.
Atrypa reticularis, Lin.
Athyris concentrica, de Buch.
Cyathophyllum (af) cespitosum, Gold.
Polypiers paléozoïques, ind.

Les fossiles sont en général accidentellement écrasés et étirés.

A l'Ouest de Lacuarde (au Nord du bois de Lazerque), j'ai retrouvé *Spirifer Verneuili.*

Il n'est pas douteux que les calcschistes à *Spirifer Verneuili* appartiennent au Dévonien supérieur.

2° *Calcaires à Polypiers* (*Heliolites porosa*), — Les calcaires à *Spirifer Verneuili* sont surmontés par une masse de calcaires plus ou moins dolomitiques, à stratification généralement indistincte, de couleur grise, gris blanchâtre, blanchâtre, grisâtre et noirâtre. Cette formation forme le fond de la vallée du ruisseau de Labadie, disparaît rapidement vers l'Est sous le Carboniférien et le Permien, et se poursuit vers l'Ouest jusqu'au pic de Laristes. On la retrouve au pic de Laraille. De ce point, elle forme une crête continue, dirigée Sud-Nord, (7 kilomètres de longueur environ), passant par le signal de Billare et disparaissant un peu au Nord du ruisseau d'Anaye (N.-O. de Lescun).

En plusieurs points, cette formation renferme :

Alveolites.
Favosites Goldfussi, d'Orb.
Heliolites porosa, Gold.
Cyathophyllum sp.
Cyathophyllum vesiculosum, Gold.
Crinoïdes, (Articles).

Cette faune appartient au Dévonien supérieur.

Les calcaires à Polypiers se retrouvent dans la vallée d'Aspe :

1° A Lagahe, entre le pont Tapit et le pont de Lescun ;
2° Au Sud d'Urdos, au pont du Fort du Portalet où ils présentent les mêmes polypiers paléozoïques. Le gisement se trouve à deux cents mètres environ au Sud des ruines de l'ancien poste de la douane (Rive gauche du gave d'Aspe). On y rencontre des filons de roche porphyrique ; l'un de ces filons a été déjà signalé par Leymerie dans les calcaires qui supportent le fort du Portalet (Dé fig. 2).

Cet affleurement ne tarde pas à disparaître à l'Est et à l'Ouest sous les formations suivantes :

SYSTÈME CARBONIFÉRIEN

1° Carboniférien inférieur (Dinantien)

Cet étage est représenté par une formation présentant des caractères lithologiques différents selon les points où on l'observe.

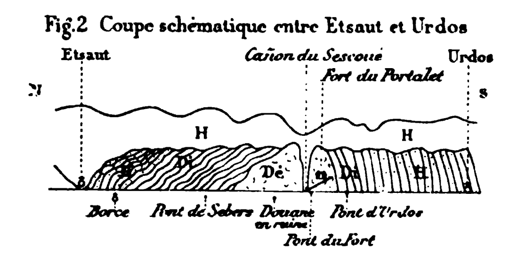
Facies α : *Schistes et calcaires violacés subamygdalins à Glyphioceras crenistria.*

Facies β : *Schistes et calcaires amygdalins* (*Griottes*, marbres *de Campan*) à *Glyphioceras crenistria.*

1° Faciès α. — *Schistes et calcaires subamygdalins à Gyphioceras crenistria,*

Les calcaires à Polypiers *Dé* (fig. 2) du Portalet repliés en une voûte anticlinale dont la retombée sud est plus rapide que celle du Nord, sont recouverts au Sud et au Nord par une alternance de schistes, de calcschistes et de calcaire (*Di*, fig. 2).

Fig. 2 Coupe schématique entre Etsaut et Urdos



Au Sud (Pont d'Urdos) les calcaires sont par places rosés, verdâtres et violacés et parfois subamygdalins. Quelques bancs de calcaire sont blanchâtres, d'autres noirs et pétris de Polypiers mal conservés (*Cyathophyllum ?*).
J'ai recueilli au Pont d'Urdos :

Glyphioceras crenistria, Phill.
Poteriocrinus (af.) *minutus*, Rœmer.

Au Nord du bombement, les couches sont tourmentées, plissées et disloquées par places ; les assises calcaires moins plissées que les schistes présentent parfois aussi des inflexions serpentineuses assez marquées, comme on peut bien l'observer au Pont de Sebers.

Les calcaires sont tantôt violacés et esquilleux, tantôt noir grisâtre et traversés par de nombreuses veines de calcite.

De même que les calcaires à Polypiers du Dévonien supérieur les schistes et les calcaires en question sont traversés par des filons de roche porphyrique (Rive droite du Gave d'Aspe, au Sud et au Nord du Pont de Sebers).

Cette formation renferme sur les deux rives du Gave les fossiles suivants :

Glyphioceras crenistria, Phill.
Prolecanites Henslowi, Sow.
Phillipsia Brongniarti, Fisch. (Pygidium).
Orthoceras ind.
Polypiers ind.
Articles d'Encrines.

Le point fossilifère le plus facile à explorer se trouve sur la rive gauche du Gave entre le Pont de Sebers et Borce.

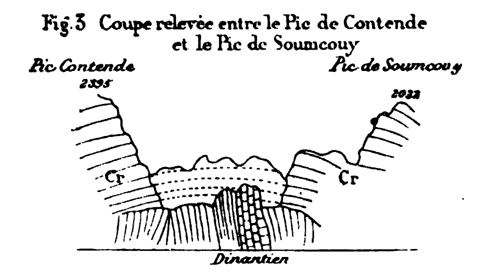


Fig. 3 Coupe relevée entre le Pic de Contende et le Pic de Soumcouy

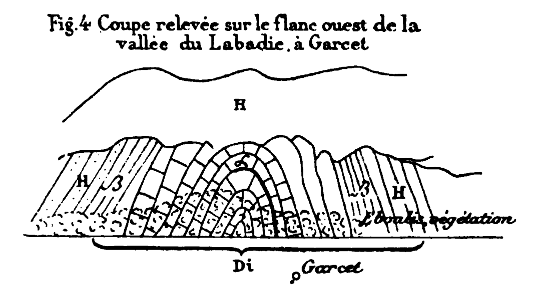
Affleurement dinantien du Lac d'Anie. — Au nord-ouest de Lescun, en montant le sentier conduisant au Lac d'Anie et situé entre le Pic Contende et le Pic de Soumcouy, on trouve des schistes noirs avec intercalation d'assises de calcaires noirs, veinés de calcite et de *calcaires violacés*, pétris par places. de fossiles, la plupart du temps en débris ; mais d'où on peut extraire cependant quelques bons exemplaires (*Goniatites crenistria* pullule, les *Orthoceras* géants atteignent plus d'un mètre et les Pygidium de Trilobites sont assez abondants). J'ai reconnu :

Glyphioceras crenistria, Phill. sp.
Pronorites cyclolobus, Phillips. sp.
Prolecanites Henslowi, Sow. sp.
Orthoceras giganteum, Sow.
Phillipsia Derbyensis, Martin. sp.
Phillipsia.
Gastéropodes.
Lamellibranches.
Alveolites.

Les bancs sont presque verticaux et sur leurs tranches reposent les calcaires du Crétacé supérieur presque horizontaux et formant les pics environnants.

Affleurement dinantien du Plateau de Lhers. – Au Sud-Est de Lescun (Plateau de Lhers) près de la ferme de Garcet on relève la coupe suivante :

Fig. 4 Coupe relevée sur le flanc ouest de la vallée du Labadie, à Garcet



α. Bancs de calcaires fortement plissés ; le calcaire est tantôt grisâtre, noir et tantôt violacé ; j'ai recueilli :

Glyphioceras crenistria. Phill.
Prolecanites Henslowi. Sow.
Orthoceras.
Articles d'Encrines.

Un banc de houille anthraciteuse et pyriteuse, épais d'un mètre environ, est intercalé dans ces calcaires. (Il est marqué par un trait noir dans la coupe précédente.)

β. Schistes avec rares bancs de grès.

H. Houiller : schistes et grès.

Cet affleurement me paraît être la continuation vers l'ouest du bombement du Portalet.

Age des schistes et calcaires à Goniatites crenistria.

Goniatites crenistria, *G. Henslowi*, *G. cyclolobus*, etc., possèdent un caractère nettement carboniférien ; on les rencontre dans le Dinantien d'Angleterre, de Belgique, d'Angleterre, etc., et n'ont jamais été signalés dans le Dévonien le plus supérieur.

Goniatites crenistria dont l'extension verticale est très grande dans le carboniférien inférieur peut être regardé comme l'espèce caractéristique du Dinantien, je suis donc autorisé à classer dans le Dinantien *les schistes et calcaires subamygdalins à Goniatites crenistria*, parfois encore recouverts par les schistes et les grès du Houiller.

Je ferai en outre remarquer que la faune de cette formation est identique à celle que M. Barrois a signalée dans les *Griottes* des Asturies.

Faciès β. — *Schistes et calcaires amygdalins* (*marbres griottes et marbres de Campan*) *à Glyphioceras crenistria.* — Au Sud du Portalet, (Nord d'Etsaut) un autre

bombement fait réapparaître sous le Houiller les schistes et les calcaires à *Glyphioceras crenistria* caractérisés par la présence de quelques bancs de *calcaire entrelacé,* nettement amygdalins. Plus au Sud, on relève entre Brouca et le Pont d'Esquit la coupe suivante :

Fig 5 Coupe schématique relevée entre le Pont d'Esquit et Brouca (Vallée d'Aspe)

Cr. — Crétacé supérieur.
Di. — Schistes et calcaires amygdalins.
Dé. — Calcaires à Polypiers.

Les calcaires Dé grisâtres, noirs, parfois blancs et dolomitiques, sont recouverts par une alternance de schistes et de calcaires (Di). Les schistes sont noirs et ardoisiers, violacés ou verdâtres. Les calcaires sont quelquefois noirs, mais le plus souvent rouges, rouge violacé, verdâtres et amygdalins ; *ils présentent tous les caractères des calcaires amygdalins* connus dans les Pyrénées centrales sous les noms de *Marbres griottes* et de *Marbres de Campan.*

Il faut noter que les bancs amygdalins de la retombée sud (Pont de Lescun) passent latéralement à un calcaire grisâtre, violacé, compact, esquilleux semblable à celui qui a été mentionné plus haut dans les couches α à *Glyphioceras crenistria*; ces bancs de la retombée sud sont fortement plissés et dessinent des sinuosités multiples.

Je n'ai trouvé dans cet affleurement que des articles d'Encrine, des nodules griotteux sans caractères paléontologiques et des sections de Goniatites indéterminables.

Bombement des Bains de Labérout (Nord de Lescun). — Il est facile de suivre à l'ouest le bombement précédent, bordé au Nord par la crête crétacée Cr.

A l'Ouest du Pic de Quillarisse, aux Bains de Labérout (Labérouet ou Labérouat) on a la coupe suivante :

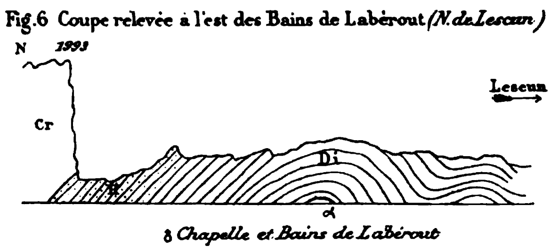


Fig.6 Coupe relevée à l'est des Bains de Labérout (N. de Lescun)

Cr. — Crétacé supérieur.
H. — Grès et schistes à *Calamites Suckowi* (Houiller).
Di. — Shistes et calcaires amygdalins (*Griottes*) à *Glyphioceras crenistria* (Dinantien).

Les schistes et les calcaires amygdalins (D*i*) dessinent, à l'Est des Bains de Labérouat, une voûte très apparente, présentent vers la base un lit de schistes charbonneux α et renferment un filon de roche porphyrique.

Après bien des recherches, j'ai recueilli deux nodules amygdalins, argileux à la surface et dont le centre m'a fourni deux moules calcaires de *Glyphioceras crenistria*.

Les bancs de calcaire violacé m'ont aussi fourni quelques jeunes exemplaires de la même espèce.

Au Portalet (fig. 3), les schistes et les calcaires subamygdalins à *Glyphioceras crenistria* sont recouverts par les schistes et les grès à *Calamites Suckowi* ; à Labérout (fig. 6), les schistes et les calcaires amygdalins (Griottes) sont également recouverts au Nord par les schistes et les grès du Houiller. Les schistes et les calcaires subamygdalins du Portalet occupent donc le même niveau stratigraphique que les schistes amygdalins de Labérout et du Pont d'Esquit. Cette équivalence est en outre justifiée par la présence de *Glyphioceras crenistria* dans les deux formations. En conséquence, les *Griottes* de la vallée d'Aspe doivent être classées dans le Dinantien. Ainsi, se trouve justifiée l'hypothèse émise par M. Barrois (Mémoire sur les Asturies) sur l'âge carbonifère des griottes des Pyrénées.

M. Bergeron a montré que les *Griottes* de l'Hérault appartiennent par leur faune au *Dévonien supérieur* [1] ; en Allemagne (Westphalie, etc.), des calcaires amygdalins se rencontrent aussi dans le Dévonien supérieur ; j'ajoute que dans les Pyrénées de la Vallée d'Ossau ce faciès se montre, dès le Dévonien supérieur, peu développé il est vrai.

Le même fait a été dernièrement signalé par M. Roussel dans les Pyrénées centrales.

Les calcaires et les schistes à *Glyphioceras crenistria* s'observent en outre au Sud de Lescun et le long de la frontière franco-espagnole, presque toujours surmontés par les grès et les schistes à *Calamites Suckowi*.

DINANTIEN DE LA ROUTE DU SUMPORT

Il me reste à parler des calcaires du défilé de la route du Sumport. Entre le défilé situé au Sud de la Fonderie, et le fond du cirque du gave d'Aspe, on trouve une puissante formation composée de calcaires noirs, souvent bréchoïdes, avec intercalations de schistes noirs et de bancs de grès, au sein de laquelle doit être percé le tunnel de la future voie ferrée franco-espagnole de la vallée d'Aspe. Les fossiles y sont très rares ; Liétard y a trouvé dans une course commune (borne kilométrique 118,6), un moule de Céphalopode que je rapporte au *Brancoceras ornatissimum*, de Koninck (in Holzapfel, calcaire d'Erdbach, p. 23, pl. 1).

[1] Voir à l'appendice paléontologique placé à la fin de cette note ce qui a trait à *Goniatites Henslowi* signalé dans les griottes de l'Hérault.

Cette espèce permet de classer dans le Carboniférien la formation en question, qui est en relation, au Sud et au Nord, avec les grès et les schistes à *Calamites Suckowi*.

2° Carboniférien supérieur.

Grès et schistes à Calamites Suckowi. — Les assises à *Glyphioceras crenistria* ou à *Brancoceras ornatissimum* sont surmontées en beaucoup de points (Portalet, Urdos, nord et sud de Lescun, etc.), par une série de grès et de schistes. Les grès sont micacés, violacés, gris verdâtre, ou noirâtres ; les schistes sont généralement noirs, subardoisiers, parfois ardoisiers, rarement charbonneux et prennent souvent un grand développement au milieu des grès.

Ces couches sont très peu fossilifères ; les rares empreintes qu'on y recueille sont toujours mal conservées. M. Zeiller, qui a bien voulu les examiner, a reconnu :

Calamites Suckowi Brg.
Pecopteris.

Au Sud de Lescun, sur le versant espagnol, les lits de houille paraissent acquérir quelque importance comme cela résulte des recherches exécutées à la Case de la Mine (cinq kilomètres environ au Sud de la frontière, entre le col de Pau et El Fuerte).

Faute de fossiles, je ne puis dire si les grès et les schistes appartiennent soit au Westphalien, soit au Stéphanien ?. Il est possible que, de même que dans les Pyrénées centrales, la base représente la partie supérieure du Dinantien.

SYSTÈME PERMIEN

Je rapporte au Permien les schistes durs, rouges et souvent verdâtres, entremêlés parfois de bancs de poudingues à galets quartzeux, que l'on rencontre quelquefois au-dessus des grès et schistes à *Calamites Suckowi.*

Le *passage insensible* entre ces deux formations s'observe le long de la tranchée de la route du Sumport, au niveau de la Fonderie (borne kilométrique 116,4).

Ce passage se fait par des schistes noirs, rouges, verdâtres, des bancs argileux et noduleux (fausses-griottes) et quelques bancs de calcaire et de grès. Il est impossible d'établir une ligne de démarcation bien nette entre les deux systèmes.

Les couches du Permien ne m'ont présenté jusqu'ici aucune trace fossilifère.

Un peu à l'Ouest de la Fonderie, sur la rive gauche du ruisseau de l'Espagne, sur le flanc sud de l'Espélunguère, des amas d'albâtre sont intercalés dans les schistes permiens ; ils ont été naguère exploités. A Peyrenère (route du Sumport), ces schistes renferment du minerai de fer anciennement exploité ; le Permien

s'observe au sommet des montagnes qui bordent la vallée d'Aspe, au Sud d'Urdos, au Sumport, à l'Espélunguère, au lac d'Arlet, (Crête du bois, Coste de Brouca) et au Pic Rouge. Du Sumport il s'étend jusqu'au col des Moines, etc.

Les couches sont la plupart du temps très tourmentées et présentent les contours les plus bizarres.

Le Permien est parfois accidentellement en contact avec les terrains plus anciens : du Dévonien au Pic Rouge, du Dinantien en quelques points de la route du Sumport, etc. Le tableau suivant résume les terrains primaires représentés dans la haute vallée d'Aspe (au Sud d'Accous) et dans la région de Lescun :

SYSTÈME PERMIEN.	....	Schistes durs rouges et verdâtres.
SYSTÈME CARBONIFÉRIEN	2. *HOUILLER*	Grès et schistes à *Calamites Suckowi.*
	1. *DINANTIEN*	*Facies α* : Schistes et calcaires à *Glyphioceras crenistria.* *Facies β* : Schistes et calcaires amydalins (*Griottes*) à *Glyphioceras crenistria.*
SYSTÈME DÉVONIEN	*DÉVONIEN SUPr...*	2. Calcaires à Polypiers. *Heliolites porosa.* 1. Calcschiste à *Spirifer Verneuili.*
	DÉVONIEN MOYEN	Schistes et calcaires sans fossiles.
	DÉVONIEN INFÉRr.	Coblentzien : Schistes et calcaires grauwakeux à *Spirifer paradoxus.*

SYSTÈMES TRIASIQUE, JURASSIQUE ET CRÉTACÉ

Les systèmes triasique et jurassique, et la série du Crétacé inférieur ne s'observent qu'au sud du défilé d'Accous (Pont d'Esquit, vallée d'Aspe), c'est-à-dire, au Nord d'Osse, de Bédous et d'Aydius (Feuille de Mauléon).

Crétacé supérieur.

Au Pont d'Esquit (défilé d'Accous), la vallée du gave d'Aspe est ouverte à travers une masse calcaire (fig. 5, Cr.), formant la haute crête allant du Pic de Ronglet (Est) au Pic de Soumcouy (Ouest) 2302 ; de là, elle forme les Pics de Contende (2385), d'Anie (2504), de Pène Blangue et d'Ansabère. Au Port d'Anso elle passe en Espagne (lac d'Estaès ou Estanès, Pas d'Aspe, etc.).

Du Pic Contende au col d'Anso, la tranche décharnée des bancs crétacés forme pour ainsi dire corniche au-dessus des terrains primaires qui supportent ces bancs. Le relief sinueux de cette corniche est bien indiqué sur la carte au quatre-vingt millième.

En général, cette formation crétacée est composée de bancs de calcaire grisâtre ou noirâtre, parfois siliceux ou dolomitique et devenant grenu à la surface sous l'influence des agents atmosphériques. Cet aspect grenu permet généralement de distinguer ces calcaires des calcaires à Polypiers du Dévonien supérieur avec lesquels on peut les confondre au premier aspect.

Ce caractère se retrouve dans les calcaires crétacés de la vallée d'Ossau et du Massif du Ger.

Voyons quelles sont les relations du Crétacé supérieur de la région qui nous occupe.

Au Pont d'Esquit (vallée d'Aspe), les couches sont au sud en contact par faille avec les griottes (fig. 5, p. 8).

Plus à l'Ouest, au Nord de Labérout, ces mêmes couches reposent sur le Houiller recouvrant les griottes (fig. 6, p. 8).

Au lac d'Anie, le Crétacé repose presque horizontalement sur les tranches redressées des schistes et des calcaires à *Goniatiles crenistria* (fig. 3, p. 6).

Au Sud du Pic d'Anie jusqu'au col d'Anso, il repose sur les tranches du Houiller.

Au col d'Anso on relève la coupe suivante :

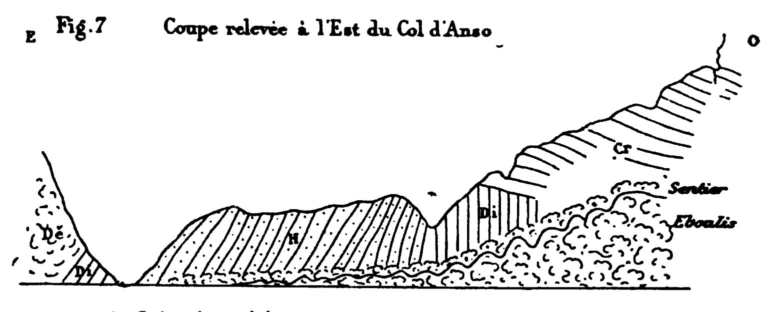


Fig. 7 Coupe relevée à l'Est du Col d'Anso

Cr. — Calcaire du Crétacé supérieur.
H, — Grès et schistes (Houiller).
Di. — Schistes et calcaires (Dinantien).
Dé. — Calcaires à Polypiers (Dévonien supérieur).

Du col d'Anso au Pas d'Aspe (territoire espagnol), le Crétacé repose tantôt sur le Permien, le Houiller ou le Dinantien. En plusieurs points, notamment au col d'Anso, il débute par une alternance de bancs de pondingues à fins éléments quartzeux, de grès, de schistes et de calcaires. Cette succession rappelle celle qu'on observe dans la vallée d'Ossau à la base du Crétacé supérieur reposant tantôt sur le granite (Eaux Chaudes), tantôt sur le Dévonien (Vallée du Sousouéou, La Tume).

L'an dernier j'ai signalé dans cette formation crétacée la présence d'Hippurites (1) ; de nouveaux matériaux me permettent de dire qu'elle représente le Cénomanien, le Turonien et tout au moins le Santonien.

On trouve au lac d'Anie, au col d'Anso et à l'Ouest de Labérout, dans les *éboulis* des blocs présentant des sections de *Caprinula*. Au lac d'Anie j'ai recueilli un exemplaire roulé et de grande taille appartenant au même genre, et caractérisant comme on sait, l'étage *cénomanien*.

Les calcaires crétacés renferment également les fossiles suivants :

[1] C. R. Ac. Sc., séance du 11 janvier 1892.

Lacazina.
Polypiers astréens.
Hippurites Moulinsi Hombres Firmas.
Hippurites (*af.*) *petrocoriensis,* Douvillé.

J'avais tout d'abord rapporté cette dernière espèce à *Hippurites giganteum* [1], mais la comparaison des sections transversales avec les figures publiées par M. Douvillé dans son Mémoire sur les Hippurites, m'a montré qu'elle représentait *H.* (*af*).*petrocoriensis* (voir l'appendice paléontologique à la fin de la note).

Au pont d'Esquit (Vallée d'Aspe) on ne trouve guère que des fragments de test d'*Acteonella* engagés dans la roche.

D'après les récentes études sur les niveaux à Hippurites des Charentes, des Corbières et de la Provence, *Hippurites petrocoriensis* se trouve en Provence jusqu'au sommet du Turonien ; quant à *Hippurites Moulinsi* il apparaît dans tout le Provencien des Charentes et de la Dordogne et monte en Provence jusqu'à la zone à *Hippurites galloprovencialis.*

Les calcaires crétacés des Eaux-Chaudes (Goust et Miégebat) renferment, vers le tiers inférieur de leur épaisseur, *Hippurites Corbaricus* bien caractérisé. Je reparlerai de ce gisement dans une prochaine communication.

TERTIAIRE : NUMMULITIQUE

On a indiqué sur les cartes géologiques précitées du Nummulitique au sommet du Pic d'Anie (France) ; je n'ai pas encore trouvé de fossiles me permettant d'affirmer cette indication, basée probablement sur la mauvaise détermination de sections de *Lacazina.*

Observations sur la structure géologique de la haute vallée d'Aspe et de la région de Lescun.

La discordance si nette du Crétacé supérieur sur les terrains primaires de la région montagneuse des Basses-Pyrénées montre clairement que ces terrains étaient plissés et arrasés au moment où la mer du Crétacé supérieur les a recouverts. Nul doute que les lambeaux crétacés épars dans cette région n'aient été continus.

La présence du terrain nummulitique au Mont-Perdu et sur tout le versant espagnol laisse penser que ce terrain a également recouvert la région qui nous occupe. La dislocation de ce recouvrement crétacé et nummilitique se place à la fin de l'époque nummulitique : les couches éocènes ayant participé aux plissements crétacés sur le versant espagnol.

Mes recherches dans la plaine sous-Pyrénéenne m'ont amené a émettre l'hy-

[1]. C. R. Ac. Sc. (*loc. cit.*).

pothèse que *les dislocations post-nummulitiques de cette région correspondent aux lignes de plissements post jurassiques* [1].

On ne peut douter que *les dislocations de la région montagneuse ne soient également greffées sur les plissements plus anciens.*

Les anticlinaux crétacés disloqués et correspondants aux voûtes dénudées des terrains anciens ont été facilement arrasés ; cette dénudation a ainsi mis au jour les terrains anciens.

Les lambeaux crétacés apparaissent actuellement soit sur les flancs des anticlinaux parfois faillés, soit dans les cuvettes synclinales où ils se montrent souvent plissés et disloqués.

En général *la retombée Sud des anticlinaux est plus brusque que celle du Nord et les plis présentent la particularité d'être plus ou moins couchés vers le Sud.*

C'est de cette façon que se présentent les plis du Portalet (vallée d'Aspe) du col de Pau (sud de Lescun), de Laruns (vallée d'Ossau), etc. Dans une prochaine note je reparlerai de ce dernier pli si nettement dessiné entre Geteu et les Eaux-Chaudes.

APPENDICE PALÉONTOLOGIQUE

Il m'a paru utile de décrire dès maintenant les principales espèces sur lesquelles j'ai basé quelques niveaux géologiques importants, me réservant de figurer plus tard dans un mémoire plus complet les matériaux que j'ai recueillis.

Glyphioceras crenistria, Phillips.

Goniatites crenistria, Phill. *Géol. of. Yorkshire*, Pl. XIX, fig. 1-3 et 7-9.
— Sandberger. *Verst due Nassau*, p. 74, Pl. V, fig. 1.
— Barrois. *Terr. anc. des Asturies*, p. 292, Pl. XIV, fig. 1.
Goniatites striatus, de Koninck. *Anim. foss. du calc. carb. Belgique*, p. 568, Pl. XLIX, fig. 7.
— Sowerby. *Mineral concho*, p. 115, Pl. LIII, fig. 1.
Goniatites sphœricus, Sowerby. *Mineral concho*, p. 111, Pl. LII, fig 2.

Coquille renflée, parfois globuleuse, très facilement ombiliquée.

Tours très embrassants, arrondis en haut, plus ou moins arrondis sur les côtés. Le moule présente trois ou quatre strangulations par tour, légèrement falculiformes.

Le test est orné de stries fines longitudinales et rayonnantes; le croisement des stries donne un aspect treillisé caractéristique.

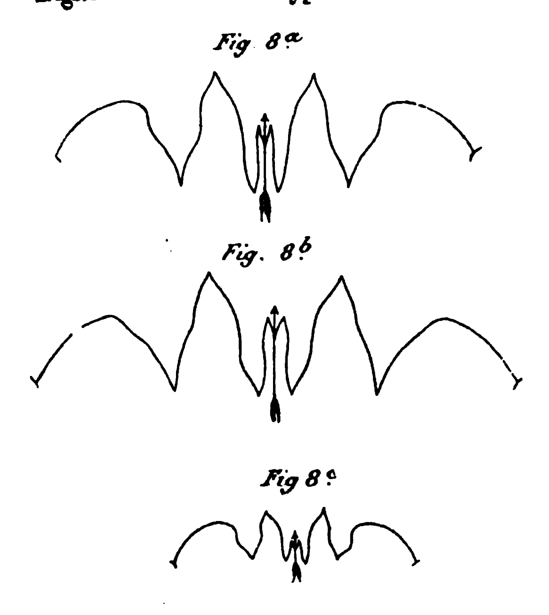
Ces stries diffèrent de grosseur ; les stries concentriques sont très souvent plus fortes que les stries rayonnantes.

[1]. Thèse, p. 223.

Lobe ventral divisé par deux petites selles aigües ; *lobe latéral principal* large, aigu et linguiforme. *Selle externe* large, aigüe, plus haute que la selle ventrale, légèrement recourbée en dedans et à côtés différemment infléchis.

Selle latérale large, présentant presque toujours un genou arrondi et regardant le côté externe.

Ligne de suture des cloisons :



Les figures ci-dessus montrent que les exemplaires que nous rapportons à cette espèce présentent tous les caractères des types figurés par Phillips, Sandberger, de Koninck et Barrois. Cette espèce peut être considérée comme caractéristique du Dinantien ou Calcaire carbonifère ; elle n'a jamais été signalée dans le Dévonien supérieur, et, fait important, elle se rencontre à un niveau assez élevé du Dinantien ; on la signale dans le Calcaire de Visé, de Chokier, etc.

Gisement. — Dinantien. (Carboniférien inférieur).

Localités. — Lac d'Anie ; Bains de Labérouet (*Griottes*) au Nord de Lescun; Plateau de Lhers, à Garcet (Sud de Lescun); Vallée d'Aspe, au Sud du fort du Portalet (Pont d'Urdos) et au Nord entre le Pont de Sebers et Borce-Etsaut.

Prolecanites Henslowi. Sowerby, sp.

Goniatites Henslowi, Soverby. — *Mineral Concholog,* t. III, p. 111 Pl. 262.
— Phillips. — *Geology of Yorkshire,* t. II, pl. XX, fig. 39, p. 236.
— Barrois. — *Terrains anciens des Asturies,* p. 294. pl. XIV, fig. 3.
Prolecanites Henslowi, Holzapfel. — *Carbon kalk von Erdbach,* p. 42, pl. III, fig. 14. et pl. IV, fig. 2, 4, 7.

Coquille discoïde, largement ombiliquée, à test lisse, atteignant jusqu'à vingt centimètres de diamètre.

Tours peu embrassants ; côté externe arrondi, côtés latéraux subaplatis.

12 cloisons environ par tour.

La *ligne de suture* des cloisons présente :

Lignes de suture de Prolecanites Henslowi

Fig. 9 Exemplaire de 0m05 de Diamètre

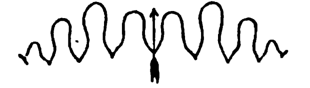
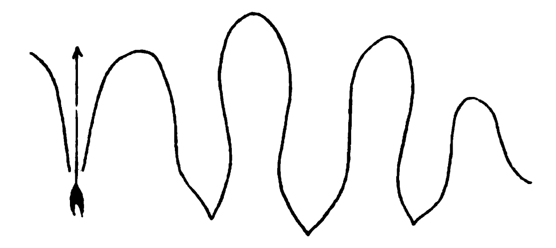


Fig. 10 Exemplaire atteignant 0m,20 de Diamètre



Un *lobe siphonal* (ventral) *indivis*, et parfois nettement lancéolé, quelquefois en forme de V.

Un *lobe latéral principal*, un *lobe latéral* inférieur et un *premier lobe auxiliaire* lancéolés (acuminés) ; enfin un deuxième et dernier *lobe auxiliaire* arrondi, peu visible. Une *selle externe* et deux *selles latérales* claviformes, étranglées et arrondies au sommet ; enfin une *selle auxiliaire* semi étranglée et plus petite que les autres selles. Les nombres de selles et de lobes, ainsi que leurs formes sont constants chez tous les exemplaires et conformes aux types figurés. Ces caractères différencient cette espèce de *Goniatites lunicosta* Sandberger (Pl. 3,

fig. 14), qui possède en plus un troisième lobe latéral auxiliaire et une deuxième selle latérale auxiliaire.

Prolecanites Henslowi a été signalé par Sowerby, Phillips et MM. Barois et Holzapfel dans le Dinantien. M. Von Kœnn l'a signalé dans les *griottes* de l'Hérault (Bergeron, Thèse, p. 145). Parmi les Goniatites de ce niveau qui m'ont été envoyées par M. Escot, j'ai trouvé deux emplaires appartenant au genre *Prolecanites*. L'un, le plus petit, rappelle au premier aspect *Prolecanites Henslowi*, mais l'étude des cloisons montre qu'il possède un lobe et une selle de plus que cette dernière espèce, et doit être rapporté au *Goniatites lunicosta* Sand.; le second, de taille plus grande, montre plus nettement encore la suture de *Goniatites lunicosta*. Cette dernière espèce appartient, d'après Sandberger, au Dévonien et n'a jamais été signalée dans le Dinantien.

Gisement. — Dinantien.

Localités. — Vallée d'Aspe : sur les deux rives du Gave, entre le Pont de Sebers et Borce-Etsaut ; — Plateau de Lhers à Garcet (sud de Lescun); — Lac d'Anie.

Se trouve presque toujours en compagnie de *Glyphioceras crenistria.*

Pronorites cyclolobus, Philipps.

Goniatites cyclolobus, Philipps, *Geology of Yorkshire*, pl. XX, fig. 40-42.
— Barrois, *Terr. anciens des Asturies*, p. 295, pl. XIV, fig. 2.

Coquille discoïde, lisse, à petit ombilic.

Tours très embrassants, applatis en dehors et sur les flancs ; *péristome* subquadrangulaire.

Lignes de suture de Pronorites cyclolobus

Fig. 10a

Fig. 10b

Ligne de suture des cloisons composée de :

Lobe ventral lancéolé, large, divisé par deux petites selles aiguës.

Lobe latéral principal lancéolé et également divisé par deux petites selles.

Lobe latéral inférieur, premier et deuxième lobes auxiliaires lancéolés et indivis.

Selle externe, première et seconde *selles latérales* et *première selle auxiliaire* claviformes, étranglées et arrondies au sommet; *seconde selle auxiliaire* subaigue ; *première selle latérale* plus grande que les autres.

Cette espèce se distingue nettement des formes du genre *Prolecanites* par la division du lobe ventral et du lobe latéral principal en deux petites selles.

Gisement. — Dinantien (Angleterre, Belgique, Allemagne, Oural. Asturies).

Localités. — Lac d'Anie.

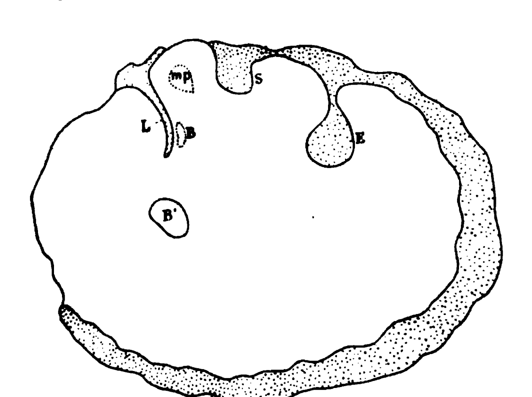
Hippurites (*af.*) **petrocoriensis**, Douvillé.

Hippurites petrocoriensis, Douvillé. *Mém. S. G. Fr. Paléontologie*, t. 1, fasc. III, Mém. nº 6, p. 15, Pl. I, fig. 5, 6.

Hippurites giganteus, Seunes. *C. R. Ac. des Sc.* Séance du 11 janvier 1892.

Hippurite de grande taille, finement costulé en long.

Fig 11 Section d'Hippurites petrocoriensis·



Caractères intérieurs. — *Arête cardinale* assez longue, assez robuste déjetée en dehors, ne dépassant pas la dent postérieure B. — *Premier pilier* (S) court. trapu, pincé à la base. — *Second pilier* (E) plus long que l'arête cardinale, médiocrement pédonculé, tête robuste.

Dent antérieure B' sur le prolongement de l'arête cardinale et à une faible distance de celle-ci.

Dent postérieure B faible,ne semble pas toucher l'extrémité de l'arête cardinale.

Pourtour intérieur du test ondulé.

L'exemplaire dont j'ai figuré la section ne diffère de *Hippurites petrocoriensis*, Douvillé, pl. 1. fig. 5, que par la tête robuste du second pilier (E) ; il se distingue de *Hippurites corbaricus*, Douvillé, par son arête cardinale plus courte, la forme plus massive et plus pincée du premier pilier, enfin par le pédoncule plus court du second pilier. Notre exemplaire se rapproche de *Hippurites cornuvaccinum*.

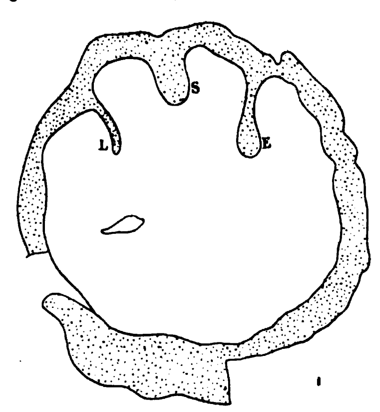
Gisement. — Cette espèce se rencontre dans le Provencien de la Dordogne et des Corbières, mais monte jusqu'à la base du Santonien.

Localités. — Lac d'Anie, col d'Anso (Région de Lescun).

L'exemplaire suivant nous semble appartenir à *Hippurites petrocoriensis.*



Fig 12 Section d'Hippurites petrocoriensis



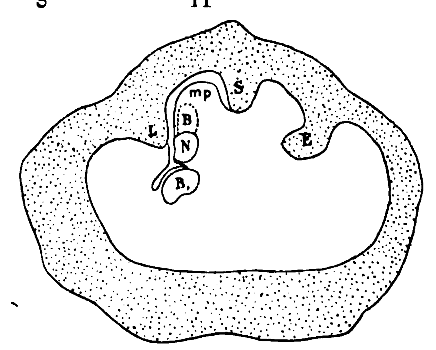
Hippurites Moulinsi, d'Hombres-Firmas, 1838.

Hippurites Moulinsi, Douvillé. *Mém. Soc. géol. de France* (*Paléontologie*), t. 1. fasc. III, Mém. 6, p. 17, pl. III, fig. 1, 2, 3.

Hippurite surbaissé, large à la base, rapidement conique.

Caractères extérieurs de la valve inférieure. — Ornée à l'extérieur de lames d'accroissement plus ou moins saillantes et de trois sillons longitudinaux bien marqués.

Fig.13 Section d'Hippurites Moulinsi



Caractères internes de la valve inférieure. — *Arête cardinale* courte, trapue, triangulaire, arrondie à son extrémité; *Premier pilier* court, trapu, moins triangulaire que l'arête cardinale.

Second pilier presque perpendiculaire à l'arête cardinale, robuste, très légèrement rétréci à la base, un peu plus développé chez notre exemplaire que chez les types figurés par M. Douvillé.

Les piliers et l'arête cardinale sont a peu près équidistants et convergents.

Gisement. — D'après M. Douvillé *Hippurites Moulinsi* apparaît dans le Provencien inférieur des Charentes et de la Dordogne et s'observe jusqu'au sommet du Turonien. En Provence il se rencontre dans le Santonien avec *Hippurites corbaricus* et monte même jusqu'au niveau à *Hippurites galloprovincialis.*

Localités. — Lac d'Anie.

Laval, imprimerie et stéréotypie E. JAMIN, 8, rue Ricordaine.

Nº 14. Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le bassin de Paris, par GUSTAVE F. DOLLFUS. 1 brochure grand in-8º, avec 16 figures dans le texte et 1 carte. . . . . 4 fr. 75

Nº 15. Note sur la formation géologique du Forez et du Roannais par LE VERRIER, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8º, avec 41 figures dans le texte et 4 planches. . . . . 4 fr. 75

Nº 16. I. Note sur les sables de la vallée d'Apt, par KILIAN, de la Faculté des sciences de Grenoble, et F. LEENHARDT, de la Faculté théologique protestante de Montauban. — II. Note sur la découverte de l'horizon du Montaiguet à *Bulimus Hopei* dans le basain d'Apt, par DEPÉRET et LEENHARD. — III. Note sur le Pliocène et sur la position stratigraphique des couches à Congéries de Théziers (Gard), par DEPÉRET. 1 brochure grand in-8º, avec 10 figures dans le texte et une planche. . . . . 1 fr. 75

Nº 17. Note sur la structure des Corbières, par EMM. DE MARGERIE, 1 brochure grand in-8 avec 3 figures dans le texte et une planche. . . . . 2 fr. 50

Nº 18. I. Note sur la continuation de la chaîne de la Sainte-Beaume, II, III, IV et V. Notes sur quelques points de la feuille de Castellane, par PH. ZURCHER. 3 fr. 25

Nº 19. Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Sud-Ouest de la France, par VASSEUR . . . . 0 fr. 75

Nº 20. Étude sur la constitution géologique du Massif de la Vanoise, par TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'Ecole de Saint-Etienne. 1 volume grand in-8º, avec 58 figures dans le texte, une carte géologique et 9 planches . . . . . . 10 fr.

Nº 21. Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises, par ÉMILE HAUG, docteur ès-sciences, chef des travaux pratiques au Laboratoire de géologie de la Faculté des sciences de Paris. 1 volume grand in-8º, avec figures dans le texte, une carte géologique et 3 planches. 10 fr.

Nº 22. Note de M. MICHEL LÉVY sur les derniers travaux de G. Maillard. II. III. Note sur les diverses régions de la feuille d'Annecy, par G. MAILLARD. 1 brochure grand in-8º, avec 45 figures dans le texte . . . . 2 fr. 50

Nº 23. I. Contribution à la géologie de l'Oise. Notice géologique de Beauvais, par H. THOMAS, contrôleur principal des mines, chef des travaux graphiques de la carte géologique de la France. — II. Note sur le trias de l'Ariège et de l'Aude par C. DE LACVIVIER, proviseur du lycée de Montpellier. 1 brochure grand in-8º avec figures dans le texte . . . . 1 fr. 50

Nº 24. Le Massif d'Allauch, par M. BERTRAND, ingénieur en chef des mines, professeur de géologie à l'Ecole nationale des Mines. 1 brochure grand in 8 avec 28 figures dans le texte et 2 planches . . . . 3 fr. 50

Nº 25. Etude sur la craie supérieure. La craie des Corbières par M. A. DE GROSSOUVRE, ingénieur en chef des Mines, avec 5 figures dans le texte. . . . . 0 fr. 75

Nº 26. Étude sur les massifs du Chablais compris entre l'Arve et la Drance : (Feuilles de Thonon et d'Annecy) par M. AUG. JACCARD, professeur de géologie à l'Académie de Neufchâtel (Suisse). 1 br. gr. in-8º avec 44 fig. dans le texte. 2 fr. 25

Nº 27. Note sur la prolongation vers le sud de la Chaîne des Aiguilles Rouges, montagnes de Pormenaz et du Prarion, par M. A. MICHEL LÉVY, Ingénieur en chef des Mines, Directeur du service de la carte géologique détaillée de la France. 1 brochure grand in-8º avec 7 planches et 18 figures . . . . 3 fr. 50

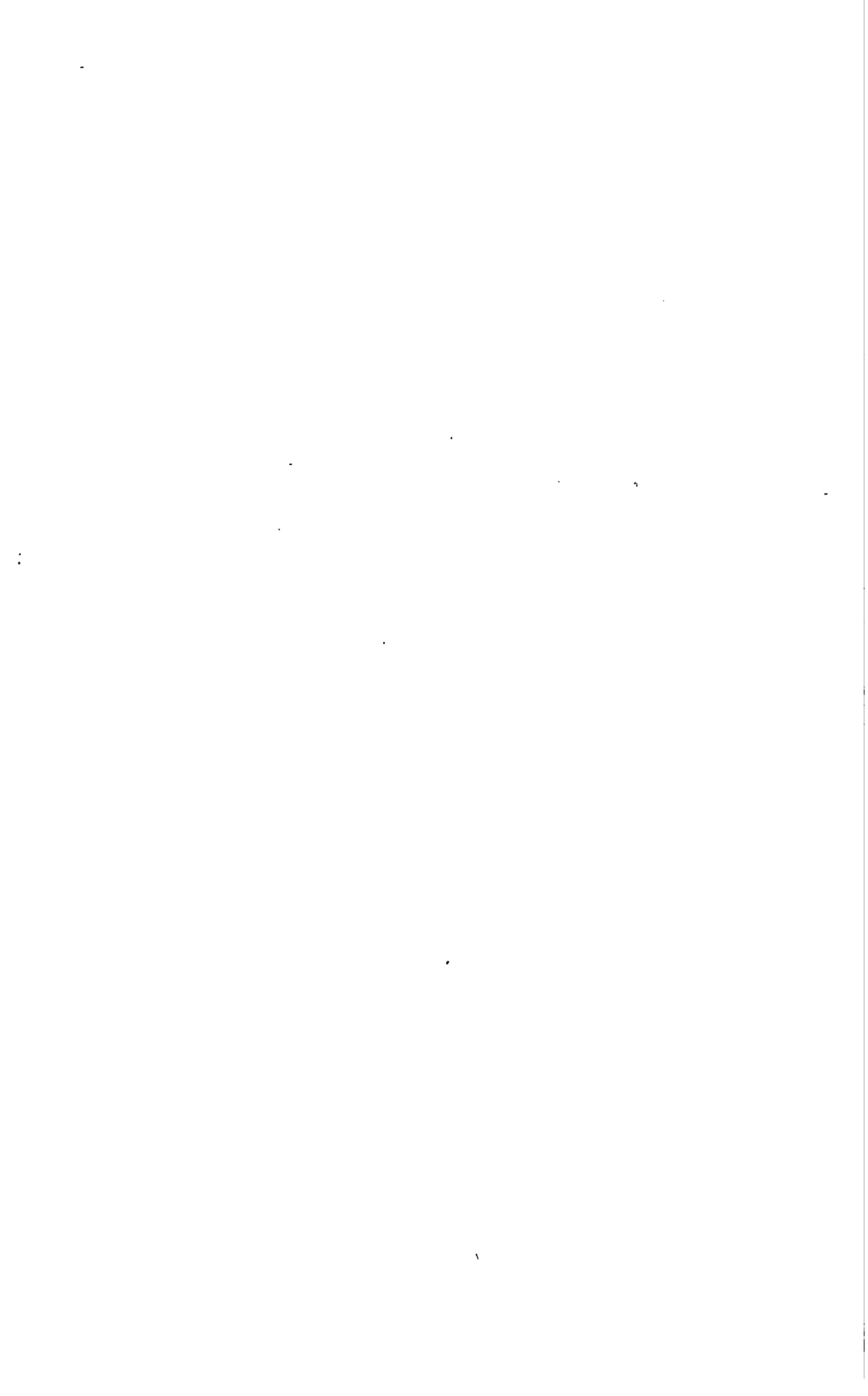
Nº 28. Description géologique du Velay, par MARCELLIN BOULE. 1 brochure grand in-8º avec 11 planches et 80 figures dans le texte. . . . . 12 fr. »

Nº 29. Contact du Jura méridional et de la zone subalpine aux environs de Chambéry (Savoie) par M. HOLLANDE. 1 brochure grand in-8 avec 23 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

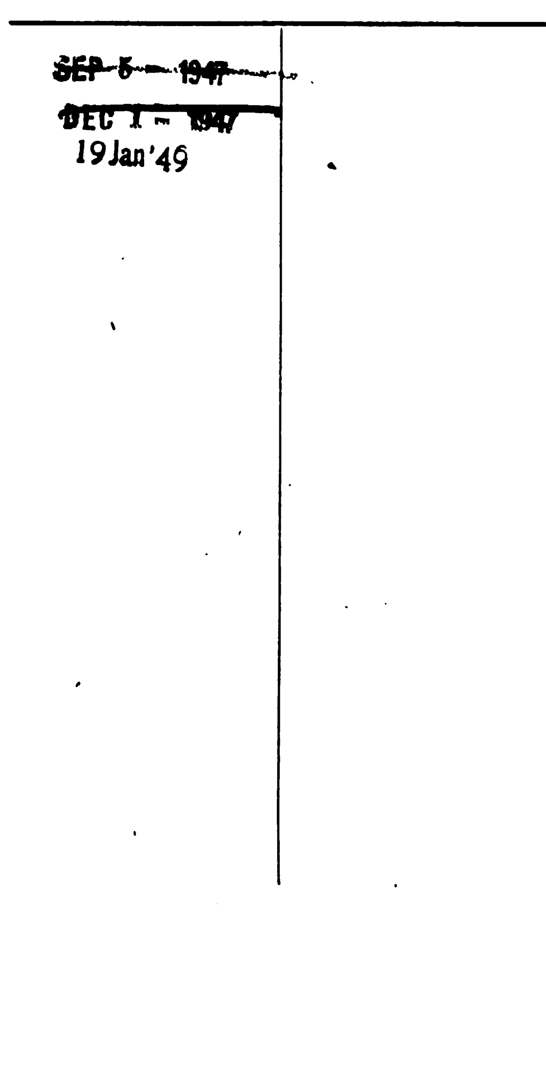
Nº 30. Etudes sur le Plateau central. — I. La Vallée du Cher dans la région de Montluçon, par L. DE LAUNAY, ingénieur des mines, professeur à l'Ecole nationale des mines. 1 brochure grand in-8 avec 23 figures dans le texte et 6 planches. 3 fr. 50

Laval. — Imprimerie et stéréotypie E. JAMIN, 8, rue Ricordaine.





Date Due




3 2044 102 947 900